

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

Band: 46 (1966)

Heft: 1

Artikel: Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia)

Autor: Wieland, Heinz

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-36126>

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: 10.01.2026

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

Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia)

Von *Heinz Wieland* (Basel)

Mit 27 Textfiguren und 4 Tafelbeilagen

Abstract

Geological and petrographical investigations have been done in the Isorno Valley (NE of Domodossola). This region had not been re-examined since 1908 (SCHMIDT, PREISWERK, STELLA) and 1913 (STELLA). The main problem consisted therefore in drawing a new detailed map of this region, which is a small part of the famous Simplon group. Based on this map, the relations of crystallization and deformation have been studied: the main crystallization is Alpine and took place after deformation. But there are remnants of a pre-Alpine crystallization. All structures and textures are of Alpine character.

Zusammenfassung

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Provincia di Novara (Italia), NE von Domodossola. Es wird vom Torrente Isorno entwässert, einem wichtigen Zufluss des Toce. Über den Gebirgsbau, die Gesteine und Minerale der Valle dell'Isorno war bisher sehr wenig bekannt. Regionaltektonische und petrogenetische Fragen verlangten deshalb immer eindringlicher die detaillierte Erforschung dieses Gebietes, das in mancher Hinsicht in den Lepontinischen Alpen eine Schlüsselstellung einnimmt, zwischen Simplongruppe und Tessiner Alpen. Die vorliegende Arbeit versucht, vor allem durch petrographische Kartierung und mikroskopische Studien einen Beitrag zur Lösung der Probleme zu liefern.

Petrographie

Die Kartierung richtete sich nach rein petrographischen Gesichtspunkten — mit ein Grund, warum der Begriff „Bündnerschiefer“ in der Kartenlegende nicht zur Anwendung gelangt (s. S. 245).

Neben ultrabasischen Gesteinen, Amphiboliten und metamorphen Karbonatgesteinen bauen tonerde- und kieselsäurereiche Gesteine, vor allem aber granitoide Gesteine das Untersuchungsgebiet auf. Pegmatite sind sehr selten und treten nur in der Isorno-Serie auf.

Alle Gesteine wurden im Rahmen der Lepontinischen Kristallisation von einer regionalen Thermo-Dynamometamorphose (WINKLER, 1965) erfasst und befanden sich vorwiegend unter den Druck-Temperatur-Bedingungen der Staurolith-Almandin- und der Disthen-Almandin-Muskowit-Subfazies.

Besonderes Augenmerk wurde den Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Reaktionsgefügen geschenkt, um eventuelle Unterschiede zwischen den granitoiden Gesteinen festzustellen.

Folgende Beobachtungen wurden gemacht:

- Antiperthit und invers zonarer Plagioklas fehlen in den granitoiden Gneisslamellen der Isorno-Serie, bilden aber einen festen Bestandteil aller umgebenden geologischen Einheiten.
- Der An-Gehalt in den granitoiden Gesteinen der Isorno-Serie ist niedriger als in den entsprechenden Gneissmassen der Pioda di Crana, des M. Leone, des „Lebendun“ und der Antigorio-Decke.
- Die Biotitfarbe im optischen Hauptschnitt $n_{\beta} - n_{\gamma}$ ist braun in den granitoiden Gesteinen der Isorno-Serie und oliv-grün in allen granitoiden Gesteinen der umgebenden Gneissmassen.

Die richtige Deutung der Gneisslamellen der Isorno-Serie ist ein Schlüssel für das Verständnis der Geologie meines Untersuchungsgebietes. Die Gneisslamellen sind modalmineralogisch und feldgeologisch identisch mit den umgebenden Gneissmassen der Pioda di Crana, des M. Leone etc. Man könnte annehmen, dass die oben erwähnten Eigenschaften der Gneisslamellen durch die enge Nachbarschaft mit den tonerde- und kieselsäurereichen Gesteinen bedingt seien, d. h. durch den Einfluss dieser Gesteine auf ihre Umgebung. Das dünkt jedoch den Schreibenden nicht zwingend genug, da sich jene Kennzeichen ausschliesslich auf die Gneisslamellen der Isorno-Serie beschränken, d. h. auf eine scharf begrenzte Zone. Al- und Si-reiche Gesteine gibt es auch ausserhalb der Isorno-Serie; aber die damit vergesellschafteten Gneisse zeigen nicht die Merkmale, wie sie die hier diskutierten Gneisslamellen besitzen.

Deshalb musste nach einem weiteren Kriterium gesucht werden. Das Studium der Altersbeziehungen im Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Reaktionsgefüge schien diese Möglichkeit zu bieten.

Als älteste Bildung wurde der Antiperthit festgestellt. Genetisch eng damit verknüpft ist invers zonarer Plagioklas. Es folgen verschiedene, zeitlich voneinander getrennte Bildungsphasen von Kalifeldspat, Plagioklas und Perthit. Myrmekit ist eine der jüngsten Bildungen.

Metasomatische Stoffwanderung über grössere Distanz hat nicht stattgefunden. Das zur Um- und Neukristallisation benötigte Material wird meist dem betreffenden Gestein selbst entzogen.

Das Fehlen der ältesten Bildungen (Antiperthit und invers zonarer Plagioklas) in den granitoiden Gneisslamellen der Isorno-Serie bedeutet, dass diese Gesteine erst von einem gewissen Zeitpunkt an in den Kristallisationszyklus miteinbezogen worden sind, dass es sich dabei also wahrscheinlich um Sedimente mesozoischen Ursprungs handelt. Die umgebenden grossen Gneissmassen der Pioda di Crana und Monte Leone haben indessen noch ältere, voralpine Kristallisationen erlebt, welche als Relikte in der Form von Antiperthit und invers zonarem Plagioklas heute noch festzustellen sind. Das stimmt überein mit den feldgeologischen Befunden, indem

die granitoiden Gesteinslamellen der Isorno-Serie mit den vermutlich mesozoischen, z. T. bündnerschieferähnlichen Gesteinen wechsellagern und bisweilen im Streichen und senkrecht dazu langsam in sie übergehen.

Im Verlauf einer systematischen Plagioklasuntersuchung mit Hilfe von Universal-drehtischmethoden wurden innerhalb eines Dünnschliffs oft verschiedene Plagioklasarten und verschiedene An-Gehalte festgestellt:

Granitoide Gesteine

in Isorno-Serie:

normaler, nicht zonarer Plg 10—21 % An

in übrigen geol. Einheiten:

normaler, nicht zonarer Plg 13—29 % An

invers zonarer Plg Kern: 7—22 % An, Hülle: 13—29 % An

Metamorphe Karbonatgesteine

in allen geol. Einheiten:

„Fleckenplagioklas“

basischer Anteil: 37—67 % An

saurer Anteil: 22—56 % An

normaler, nicht zonarer Plg 34—76 % An

invers zonarer Plg Kern: 18—36 % An, Hülle: 25—60 % An

Amphibolite

in allen geol. Einheiten:

normaler, nicht zonarer Plg 31—42 % An

invers zonarer Plg Kern: 22—28 % An, Hülle: 31—42 % An

Der „Fleckenplagioklas“ ist aus scharf gegeneinander abgegrenzten, basischen und sauren Plagioklasanteilen aufgebaut. Die Beziehung zwischen den Indikatrices der beiden Anteile wurde behandelt und eine Gesetzmässigkeit festgestellt.

Geologie und Tektonik

Wie aus Tafel IV ersichtlich, beherrscht ein monotones Streichen und Fallen der Schichten fast das gesamte Untersuchungsgebiet. Mehrere treppenförmig angeordnete, nach E einfallende geologische Einheiten wurden ausgeschieden.

Ausgehend vom tiefsten tektonischen Niveau, der Antigorio-Gneissmasse im W, erklimmt man über die Forno-Zone, „Lebendun“-Zone, M. Leone-Gneissmasse, Isorno-Serie, Lago Gelato-Zone Stufe um Stufe immer höhere Elemente und erreicht im E die tektonisch höchste geologische Einheit, die Pioda di Crana-Gneissmasse. Die einzelnen Einheiten unterscheiden sich nicht durch Leitgesteine, sondern durch jeweils kennzeichnende Gesteinsassoziationen. So herrschen in der Isorno-Serie tonerde- und kieselsäurereiche Gesteine und in den übrigen Einheiten granitoide Gesteine vor.

Marmore, Karbonatglimmerschiefer und ein Grossteil der tonerde-kieselsäurereichen Gesteine, besonders der Isorno-Serie, waren mesozoische Sedimente, die von ihrer ehemaligen, nun alpin fast völlig umkristallisierten Unterlage eingewickelt sind.

Anhand von Gefügeuntersuchungen an den Makrostrukturen von Alpe Bosa

und Masera und durch gefügeanalytische Untersuchungen von Calcit, Skapolith und Turmalin wurde die B-Natur des linearen Parallelgefüges nachgewiesen. Die parallel zu den Faltenachsen geregelten, undeformierten Minerale zeigen, dass die Rekristallisation die Bewegung überdauert hat. Das ist typisch für das gesamte Lepontin.

Tafel II zeigt die tektonischen Verhältnisse, wie sie sich darbieten, wenn man über das engere Untersuchungsgebiet hinausblickt: Die sog. „Vereinigte M. Leone-Antigorio-Decke“ (nach Preiswerk) existiert nicht. „M. Leone“ und „Antigorio“ sind immer durch die Isorno-Serie oder deren Äquivalent, die Bosco-Serie, voneinander getrennt. Die Isorno-Serie, der Ausgangspunkt meiner Untersuchungen, ist das Glied einer Kette, die als liegender Schenkel einer flachachsig nach E abtauchenden Schlinge bei Alpe Agarina beginnt, nach N in die Bosco-Serie hineinzieht, umbiegt und, sich nach S wendend, zwischen Passo Forcola und Lago Gelato wieder in das Kartierungsgebiet eintritt. Im Kern dieser Umbiegung steckt die M. Leone-Gneissmasse, die bei Alpe Bosa endet. Im S bei Masera biegt die Isorno-Serie erneut um. Sie bildet hier eine Synform, schwenkt gemäss dem allgemeinen Streichen gegen E und entspricht dort der Orselina-Serie. Die Achsenfläche dieser Synform ist mit ca. 50° nach SSE geneigt, streicht also quer durch das Ossolatal und sticht bei Domodossola in die nordöstlichen Moncucco-Berghänge ein, genau an der Stelle, wo ebenfalls eine Synform festgestellt wurde; d. h. auch die Moncucco-Gneissmasse oder zumindest ein Teil davon ist ein Äquivalent der Isorno-Serie, ein weiteres Glied in der oben diskutierten Kette.

Gedanken über grossräumigere Zusammenhänge gehören vorläufig noch weitgehend in das Gebiet der Spekulation. Immerhin ist ein möglicher Zusammenhang des „liegenden Schenkels der Isorno-Serie“ mit der Veglia-Zone und der Bedretto-Mulde nicht von der Hand zu weisen.

Riassunto

La zona in istudio si trova in provincia di Novara (Italia) a NE di Domodossola e si estende nel bacino idrografico del torrente Isorno, importante affluente del Toce. La tettonica, le rocce e i minerali della Valle Isorno erano finora poco conosciuti, benchè la zona sotto il punto di vista tettonico regionale e petrogenetico occupi una posizione chiave tra il Gruppo del Sempione e le Alpi Ticinesi. Con il presente scritto si cerca di dare un contributo alla soluzione dei problemi, soprattutto mediante rilevamento petrografico al 25 000 e studi al microscopio.

Petrografia

Il rilevamento venne concepito secondo un punto di vista puramente petrografico, il che spiega perchè il termine di „Calcescisti“ non viene utilizzato nella legenda (v. pag. 245).

Oltre a rocce ultrabasiche, anfiboliti e rocce calcaree metamorfiche, la zona rilevata comprende rocce ricche di Al e Si e inoltre soprattutto rocce granitoidi. Le pegmatiti sono molto rare e si trovano solo nella Serie Isorno.

Tutte le rocce furono soggette nel corso della cristallizzazione lepontina ad un metamorfismo dinamico e termico regionale WINKLER (1965) e si trovarono in prevalenza nelle condizioni di temperatura e pressione della subfacies a staurolite-almandino e della subfacies a distene-almandino-muscovite.

Particolare attenzione fu riservata alla struttura di reazione quarzo-feldispato potassico-plagioclasio per accertare eventuali differenze tra le rocce granitoidi che si trovano nelle varie unità geologiche della regione in esame.

Si è giunti alle seguenti constatazioni:

- Nelle intercalazioni di gneiss granitoidi della Serie Isorno mancano antipertiti e plagioclasio a zonatura inversa, i quali tuttavia costituiscono un componente fisso in tutte le unità geologiche circostanti.
- Il contenuto di anortite nelle rocce granitoidi della serie Isorno è inferiore a quello che si trova nelle corrispondenti masse gneissiche della Pioda di Crana, del M. Leone, della „Lebendun“ e della falda Antigorio.
- Il colore della biotite nella sezione principale $n_{\gamma} - n_{\beta}$ è bruno in tutte le rocce granitoidi Serie Isorno e verde oliva in tutte le altre rocce granitoidi della masse gneissiche circostanti.

L'esatta interpretazione delle intercalazioni gneissiche della Serie Isorno è la chiave per comprendere la geologia di questa zona. Le intercalazioni gneissiche per composizione mineralogica e per situazione geologica sono identiche ai vicini gneiss della Pioda di Crana, del M. Leone ecc.

Si potrebbe obiettare che le sopra citate caratteristiche siano dovute alla stretta relazione in cui le intercalazioni gneissiche si vengono a trovare con le rocce ricche di Al e Si, vale a dire all'influenza di queste sulla zona circostante. Questa tuttavia all'autore non sembra una obiezione valida, poichè le particolarità riscontrate sono esclusivamente limitate alle intercalazioni gneissiche della Serie Isorno, ossia a una zona ben circoscritta. Anche al di fuori della Serie Isorno si trovano rocce ricche di Al e Si, ma gli gneiss a esse associati non presentano le caratteristiche citate nelle intercalazioni gneissiche. Per questo motivo sarebbe necessario effettuare ricerche con criteri più estensivi; particolarmente interessante si presenta lo studio delle relazioni di età nelle strutture di reazione quarzo-feldispato potassico-plagioclasio.

Si poté stabilire che l'antipertite tra i minerali presenti fu il primo a formarsi e che in stretta associazione genetica con questo è il plagioclasio a zonatura inversa.

Le fasi successive (separate le une dalle altre nel tempo) sono rappresentate da feldispato potassico, plagioclasio e pertite. La mirmekite è riferibile ad una delle fasi più recenti.

Non si riscontrano rilevanti movimenti metasomatici di materia e il materiale necessario per ricristallizzazioni e neocristallizzazioni fu nella maggior parte tratto dalla stessa roccia.

Constatata la mancanza delle strutture mineralogiche primarie (antipertite e plagioclasio a zonatura inversa) nelle intercalazioni gneissiche della Serie Isorno, si può arguire che tali rocce furono coinvolte nel processo di cristallizzazione solo in un secondo tempo e che molto probabilmente in origine erano dei sedimenti mesozoici. Ciò corrisponde anche alle osservazioni geologiche, poichè si è constatato che le intercalazioni di rocce granitoidi della Serie Isorno e le presunte rocce mesozoiche, a tratti simili a calcescisti, si trovano interstratificate e presentano passaggi graduali sia in direzione che ortogonalmente a questa.

Nel corso di uno studio sistematico sul plagioclasio e con l'ausilio del tavolino universale si poté sovente accertare la presenza in una sola sezione sottile di diversi tipi di plagioclasio con diverse percentuali di An:

Rocce granitoidi

nella Serie Isorno:

plagioclasio normale, non zonato 10—21 % An

nelle altre unità geologiche:

plag. normale, non zonato 13—29 % An

plag. a zonatura inversa nucleo 7—22 % An, periferia: 13—29 % An

Rocce calcaree metamorfiche

in tutte le unità geologiche

„plagioclasio a chiazze“

parte basica: 37—67 % An

parte acida: 22—56 % An

plagioclasio normale, non zonato 34—76 % An

plag. a zonatura inversa nucleo 18—36 % An, periferia: 25—60 % An

Anfiboliti

in tutte le unità geologiche:

plag. normale, non zonato 31—42 % An

plag. a zonatura inversa nucleo 22—28 % An, periferia: 31—42 % An

Il „plagioclasio a chiazze“ è costituito da chiazze basiche e acide nettamente delimitate fra di loro. Furono studiate le relazioni tra le indicatrici delle due parti e vi fu accertata una regola.

Geologia e tettonica

Come appare dalla tavola IV, quasi in tutta l'area rilevata predomina una giacitura monotona, sia in direzione che in immersione. Si possono distinguere varie unità geologiche a giacitura isoclinale con immersione verso E e disposte a gradinata.

Da O verso E si susseguono le seguenti unità: Gneiss di Antigorio, Zona Forno, Zona „Lebendun“, Gneiss M. Leone, Serie Isorno, Zona Lago Gelato e Gneiss Pioda di Crana che è l'unità tettonica superiore. Le varie unità si distinguono tra di loro non per le rocce guida ma per associazioni litologiche caratteristiche. Così nella serie Isorno predominano rocce ricche in Al e Si e nelle restanti unità rocce granitoidi. — Marmi, calcescisti e gran parte delle rocce ricche di Al e Si, particolarmente della Serie Isorno, erano sedimenti mesozoici, che furono avvolti dal loro primitivo basamento quasi completamente ricristallizzato nel periodo alpino.

In base a ricerche strutturali su macrostrutture dell'Alpe Bosa e Masera e mediante analisi petrotettoniche su calcite, scapolite e tormalina fu accertata la orientazione degli assi B delle strutture lineari parallele.

I minerali non deformati, ma disposti parallelamente all'asse della piega dimostrano che la ricristallizzazione continuò anche dopo che il movimento era cessato. Ciò è tipico per le intere Alpi Lepontine.

La tavola II mostra la situazione tettonica in una cornice più ampia: Il cosiddetto „ricoprimento unitario Antigorio M. Leone“ (secondo Preiswerk) non esiste. I ricoprimenti „M. Leone“ e „Antigorio“ sono sempre separati l'uno dall'altro dalla Serie Isorno o dal suo equivalente, la Serie Bosco. La Serie Isorno, punto di

partenza delle mie ricerche, è l'anello di una catena, che inizia presso l'Alpe Agarina come fianco di una piega coricata con piano assiale immerso verso E, prosegue a N nella Serie Bosco, si ripiega e, continuando verso S, rientra nella mia zona di rilevamento tra il Passo Forcola e il Lago Gelato.

Al nucleo di questo ripiegamento si trova la massa gneissica del M. Leone che termina presso l'Alpe Bosa. A S presso Masera, la Serie Isorno si piega nuovamente. Essa forma una synforma¹⁾, fa una conversione, conformemente alla direzione generale delle unità geologiche, verso E, dove corrisponde alla Serie Orselina. Il superficie assiale curva²⁾ di questa sinclinale, inclinata di circa 50° verso SSE, passa quindi attraverso la Val d'Ossola e si ritrova a SO di Domodossola sul fianco nord-orientale del Moncucco, proprio laddove si accertò l'esistenza di una sinclinale, vale a dire che anche la massa gneissica del Moncucco, o per lo meno una sua parte, è un equivalente della Serie Isorno e quindi un altro anello della suddetta catena.

Eventuali ipotesi sull'esistenza di più ampie connessioni costituiscono per ora delle pure speculazioni. Comunque è possibile che il fianco coricato della Serie Isorno sia in relazione con la Zona Veglia e la sinclinale di Bedretto.

INHALTSVERZEICHNIS

<i>Vorwort</i>	198
<i>I. Einleitung</i>	199
<i>II. Die geologischen Einheiten</i>	201
1. Antigorio-Zone	201
2. Forno-Zone	203
3. „Lebendun“-Zug	203
4a) Marmorzone von Montecrestese	204
4b) Liegender Schenkel der Isorno-Serie-Antiform	204
5. Monte Leone-Zone	205
6. Isorno-Serie	206
7. Lago Gelato- und Pioda di Crana-Zone	208
<i>III. Geologisch-petrographischer Teil</i>	208
Zur Definition von Schiefer und Gneiss	208
1. Granitoide Gesteine	209
Der Granit	209
Vorkommen	210
Augengneisse und übrige Gneisse	211
Regionale Verteilung einiger Glimmer- und Plagioklasmerkmale in den Gneissen der Valle Isorno	214

¹⁾ Engl. synform, secondo BAILEY E. B.

²⁾ TURNER, F. J., WEISS, L. E., 1963.

Antiperthit und invers zonarer Plagioklas	214
Anorthitgehalt der Plagioklase	214
Absorptionsfarbe des Biotites im optischen Hauptschnitt $n_\gamma - n_\beta$	216
Mikroskopische Untersuchung	216
Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Reaktionsgefüge und ihre Entwicklung	217
Ältere (präalpine) Kristallisation	218
Die Verdrängung von Kalifeldspat I (Kf I) durch Plagioklas I (Plg I).	219
Die Antiperthitphase	220
Der invers zonare Plagioklas	223
Jüngere (alpine) Kristallisation	225
Neubildung von Kalifeldspat II (Kf II)	225
Perthitisierung von Kalifeldspat II (Kf II)	226
Neubildung von Kalifeldspat III (Kf III) und Plagioklas II (Plg II)	228
Myrmekitbildung	229
Haarrisse	231
Chlorit	232
Strukturen	233
2. Tonerde- und kieselssäurereiche Gesteine	234
Granat-Staurolith	234
Chlorit	236
Erz-Hämatit	237
Die Altersfrage	237
Hinweis auf die Existenz präalpiner Kristallisationsrelikte und auf das jungpaläozoische bzw. mesozoische Alter der Gneisslamellen der Isorno-Serie	238
Über das Alter der tonerde- und kieselssäurereichen Gesteine	239
3. Metamorphe Karbonatgesteine und ihre Begleitgesteine	240
Vorkommen	240
Antigorio-Gneissmasse und Forno-Zone	240
„Lebendun“-Zug und Monte Leone-Gneisszone	124
Isorno-Serie	241
Zone von Lago Gelato und Pioda di Crana-Gneisszone	242
a) Die Rauhwaacke	242
Zur Genese	243
b) Der brekziöse Marmor	244
Zur Genese	245
c) Das Karbonatgestein s. l.	245
Gesteinsbeschreibung	247
Die karbonatischen Glieder der Karbonatgestein s. l.-Gruppe	247
Mikroskopische Untersuchung	248
Strahlstein	248
Skapolith	250
Calcitisierung	250

Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italia)	197
Feldspatisierung	250
Plagioklas-Granat	251
Plagioklas-Skapolith	252
Plagioklas-Zoisit	252
Plagioklas-Aktinolith	252
Plagioklas-Calcit	253
Chlorit	254
d) Die amphibolitreiche Gruppe	254
Plagioklase der metamorphen Karbonatgesteine der Valle Isorno	255
Regionale Verteilung der drei Plagioklasarten	256
Zur Optik des „Fleckenplagioklases“	258
4. Amphibolite	261
Vorkommen	261
Kontakte	262
Mikroskopische Untersuchung	264
Quarz und Titanit	264
Pyrit, Magnetit, Hämatit	265
Granat	265
Biotit	265
Chlorit	266
Plagioklas	267
5. Ultrabasische Gesteine	267
Vorkommen	267
Gesteinsbeschreibung	269
Mikroskopische Untersuchung	269
Das Verhältnis von Serpentin zu Olivin	270
Das Verhältnis von Talk zu Olivin und Strahlstein	271
Das Verhältnis von Karbonat zu Olivin und Anthophyllit	272
Das Verhältnis von Chlorit zu Olivin, Talk und Karbonat	275
Erz und seine Beziehung zu den Mineralgemengteilen	275
IV. Die alpine Metamorphose	275
V. Struktureller Teil	277
Das planare Parallelgefüge	278
Das lineare Parallelgefüge	279
Die Altersfrage	280
Kornregelung in metamorphen Karbonatgesteinen	281
Glimmer	281
Calcit	281
Skapolith	283
Turmalin	284
Folgerungen	284
Planares und lineares Parallelgefüge im Raum NW von Altoggio	284

Die Umbiegung (Antiform) von Alpe Bosa	286
Die Umbiegung (Synform) von Masera	289
Schlussfolgerung	293
Klüfte und Störungen	294
<i>VI. Regionale Zusammenhänge</i>	296
Konsequenzen der Umbiegung von Alpe Bosa	296
Konsequenzen der Umbiegung von Masera	297
Südliche Fortsetzung des liegenden Schenkels der Isorno-Serie-Antiform von Alpe Bosa	299
Das „Lebendun“-Problem in der Valle Isorno	300
Die Stellung der Forno-Zone und der Zone von Lago Gelato	301
<i>Literaturverzeichnis</i>	302

Vorwort

Meine Dissertation ist ein Glied in der Reihe der geologisch-petrographischen Untersuchungen, die von den derzeitigen Schülern des Basler Instituts durchgeführt werden.

Auf Anregung von Prof. E. Wenk begann ich die Arbeit im August 1960 mit orientierenden Feldbegehungen. Die grundlegenden geologisch-petrographischen Aufnahmen wurden in den Sommern 1961 und 1962 ausgeführt. Prof. E. Wenk und Prof. P. Bearth besuchten mich im Feld und standen mir in allen Fachfragen stets hilfsbereit zur Seite. Prof. J. Haller beriet mich in zeichentechnischen Fragen, Dr. V. Trommsdorff bei der Gefügeanalyse. In Dr. A. Günthert fand ich für die verschiedensten Probleme stets einen guten Ratgeber. Dr. C. Friz (Padova) besuchte mich im Feld und gab mir wertvolle Anregungen. Angenehme Erinnerungen an gemeinsame Feldtage und an kritische Diskussionen verbinden mich mit den Dres. A. G. Milnes, H. P. Mohler und P. Blattner und mit allen meinen Kollegen aus dem petrographischen und dem geologischen Institut, besonders mit F. Keller, B. Reinhard und R. Schmid. Herr Prof. G. Schiavinato (Milano), Dr. Boriani, Frau Günthert und Frl. Mellerio haben die italienische Zusammenfassung kritisch bearbeitet. Frl. L. Aegerter verlieh dem Literaturverzeichnis sowie dem Abstract eine druckfertige Form. E. Glauser und H. Hänni haben die Dünnschliffe angefertigt.

Ihnen allen, besonders aber meinen verehrten Lehrern möchte ich herzlich danken.

Unvergesslich bleiben mir die schönen Erinnerungen an die Berge der Valle Isorno und die Bevölkerung von Montecrestese. Von Herzen danke ich Frau Erminia Molini-Papa und Familie, deren grosszügige Gastfreundschaft ich geniessen durfte. Ebenso danke ich der Bergbevölkerung, den „guardiani“ der Firma Edison, den „finanziari“ und den Schmugglern, in deren Alphütten, Wärterhäusern und Schlupfwinkeln ich immer gastfreundliche Aufnahme fand.

Mein tiefster Dank gilt jedoch meinen Eltern, die mein Studium ermöglicht haben. Ihnen sei diese Arbeit gewidmet.

I. Einleitung

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit einem Gebiet der Lepontinischen Alpen, an deren Erforschung das Mineralogisch-petrographische Institut der Universität Basel schon lange beteiligt ist. Die Untersuchungen gingen um die Jahrhundertwende von der Simplongruppe aus (SCHMIDT, PREISWERK, STELLA) und wurden dann von PREISWERK auf die östlich angrenzenden Tessiner Alpen ausgedehnt, wo später viele andere Forscher tätig waren. Das Interesse wendet sich heute wieder dem westlichen Teil der Region zu, wo noch viele tektonische, petrographische und mineralogische Fragen ihrer Lösung harren. Die Grundlage für solche gezielte detaillierte Studien bildet immer noch die ihrer Zeit weit vorausgeeilte geologische Karte der genannten Autoren mit dem Publikationsjahr 1908 und das von A. STELLA 1913 erschienene Blatt Domodossola der Carta Geologica d'Italia. Neue Fragestellungen erfordern aber eine Revision der bestehenden Karten und hauptsächlich die Detailkartierung jener Gebiete, die bisher lediglich kursorisch untersucht worden sind.

Die Geologie der Simplongruppe hat die Ansichten über die Gliederung der Tessiner Alpen wesentlich beeinflusst. Aber die Zeiten ändern sich und mit ihnen auch die geologische Vorstellung. So mussten sich die „Alpi Lepontini“ seit H. SCHARDT'S (1906) erstem Modell im Laufe der Zeit an die 15 verschiedene tektonische Interpretationen gefallen lassen, eine Entwicklung, die in keinem Verhältnis steht zur Entwicklung der Grundlage aller „Tektonik“, d. h. zum Stand der mühevollen Detailkartierung. Dieses besonders in moderner Zeit viel verlachte Stiefkind wird aber immer die Voraussetzung für jede seriöse geologische Arbeit bleiben. Dieser Tatsache Rechnung tragend habe auch ich meine Arbeit auf Anregung von Prof. E. WENK in der SE Simplonregion begonnen. Das näher zu untersuchende Gebiet liegt in der Provincia di Novara (Italia) und umfasst den Einzugsbereich der Valle dell'Isorno, NE von Domodossola. Es grenzt nur im N stellenweise an die Schweizer Grenze.

Als topographische Kartengrundlagen dienten photographisch auf den Massstab 1 : 10 000 vergrösserte Kopien der „Carta d'Italia“ (1 : 25 000) und Abzüge der im Massstab 1 : 5000 in Montecrestese aufliegenden „Gemeindepläne“. Die altehrwürdige, vorzügliche Simplonkarte von C. SCHMIDT, H. PREISWERK und A. STELLA (1908) und Blatt Domodossola von A. STELLA (1913), die beide nur einen Teil meines Untersuchungsgebietes decken, bildeten zusammen mit einer Kartenskizze von E. WENK (1955b) die geologischen Kartengrundlagen.

Ausser der NE Fortsetzung der Teggiolo- und „Lebendun“-Zone bei Alpe Agarina und Alpe Matogno und einer leichten Andeutung der Isorno-Serie E von Passo Forcola gab es bisher nur M. Leone-Gneisse in dem schlechterdings sehr heterogen zusammengesetzten Gebiet.

In meiner Arbeit wird u. a. die von E. WENK (1955b) entdeckte E Begrenzung der Monte Leone-Decke bestätigt.

Die Isorno-Serie war zwar schon seit langer Zeit stückweise bekannt (siehe H. GERLACH 1869); SCHMIDT, PREISWERK, STELLA 1908; STELLA 1913), aber die Entdeckung der Umbiegung von Alpe Bosa war uns erst im Sommer 1961 vergönnt. Dadurch verändern sich die Grundlagen für die tektonische Interpretation ganz beträchtlich. Weil die Lokalität dieser Umbiegung ausserhalb meines Untersuchungsgebietes liegt, wird die nähere Beschreibung derselben meinem Gebietsnachbar, J. Hunziker, überlassen. Trotzdem fühlt sich der Verfasser verpflichtet, wegen der grossen Bedeutung und wegen den Auswirkungen auf das eigene S daran anschliessende Gebiet einige Beobachtungen zu beschreiben.

Die schon vor Gerlach angedeutete aber bis heute in ihrer wahren Stellung verkannte Umbiegung von Masera erhält den ihr gebührenden Platz in der Tektonik dieses Gebietes zugeordnet. Dadurch werden die von P. BEARTH (1956) zwischen Tessin und Wallis geknüpften Bande neu geordnet und gestärkt.

Sicher war H. PREISWERK ausser A. STELLA bis in die jüngste Zeit der einzige im Detail kartierende Geologe, der seinen Schritt in die seither wieder vergessenen Isornotäler lenkte. Er arbeitete besonders auf der Wasserscheide zur Valle Antigorio. Die Tatsache der stets zuverlässigen und sorgfältigen Kartierung dieses Forschers an jenen Talhängen, angesichts einer nicht weit davon entfernten, fast völlig ausser acht gelassenen Isorno-Serie und angesichts der ebenso spektakulären, von Preiswerk jedoch nicht beschriebenen Umbiegung von Alpe Bosa, lässt dem Historiker nur zwei Möglichkeiten offen; entweder hat PREISWERK einen Regensommer erwischt, oder der Kartierungsauftrag wurde von ihm in diesem Randgebiet als abgeschlossen betrachtet.

Wie dem auch sei, die junge Generation gedenkt heute gerne und mit heimlicher Freude dieses Schicksals, dem wir die Jungfräulichkeit der Valle Isorno verdanken.

Es gibt aber noch einen zweiten, sehr ernsten Grund, warum das geologisch interessante Gebiet fast bis heute terra incognita blieb. Es ist dies die bittere Realität zweier Weltkriege, welche die geologische Forschung besonders in den italienischen Grenzgebieten fast völlig zum

Erliegen brachte, nicht nur während sondern auch z. T. lange Zeit vor und nach den Kriegen.

Erst 1954 betraten die Basler Petrographen das verwaiste Gebiet wieder, im Rahmen einer Exkursion. Die damals gesammelten Befunde, die E. WENK (1955b) wiedergegeben hat, bildeten den Anlass zur vorliegenden Arbeit.

Meine Ergebnisse stützen sich zu einem guten Teil auf morphologisch-strukturelle Dünnschliffuntersuchungen, eine Arbeitsweise, deren Resultate besonders bei unzureichender Zahl der Proben und Beobachtungen der Subjektivität des Bearbeiters unterliegt. Diese Gefahr wurde jedoch meiner Meinung nach durch möglichst statistische Auswertung weitgehend ausgeschaltet.

II. Die geologischen Einheiten

Siehe die Tektonische Übersichtskarte (Tafel II), die dazugehörenden Profile (Fig. 1), die Petrographische Karte (Tafel III) und ihre Profile (Tafel IV)

Wie auf S. 278 näher erläutert, beschreiben der Verlauf der geologischen Einheiten und das Schichtstreichen eine Schwenkung aus der EW-Richtung im äussersten S in die NS-Richtungen im äussersten N des Untersuchungsgebietes. Die Fallbeträge weisen nach S bzw. nach E. Treppenförmig und nach S bzw. nach E aufsteigend stapelt sich ein Gesteinspaket über das andere, und von der tiefsten Stufe im W gelangen wir E-wärts in sukzessiv höhere tektonische Elemente. Im Querprofil C – C' (Fig. 1) lassen sich von unten nach oben folgende Einheiten ausscheiden:

1. Antigorio-Zone

Flatschige, grobkörnige, oft augige, grobgebankte Ms-Bi-Plg-Kf-Gneisse; auch feinkörnige plattige Typen sind nicht selten

Diese Gneisse umrahmen im W das Fenster von Verampio und erreichen im E fast die Wasserscheide zwischen dem Einzugsgebiet der Valle Isorno und der Valle Antigorio. Sie überschreiten nie die Grenze zum Kartierungsgebiet und werden deshalb nicht näher beschrieben.

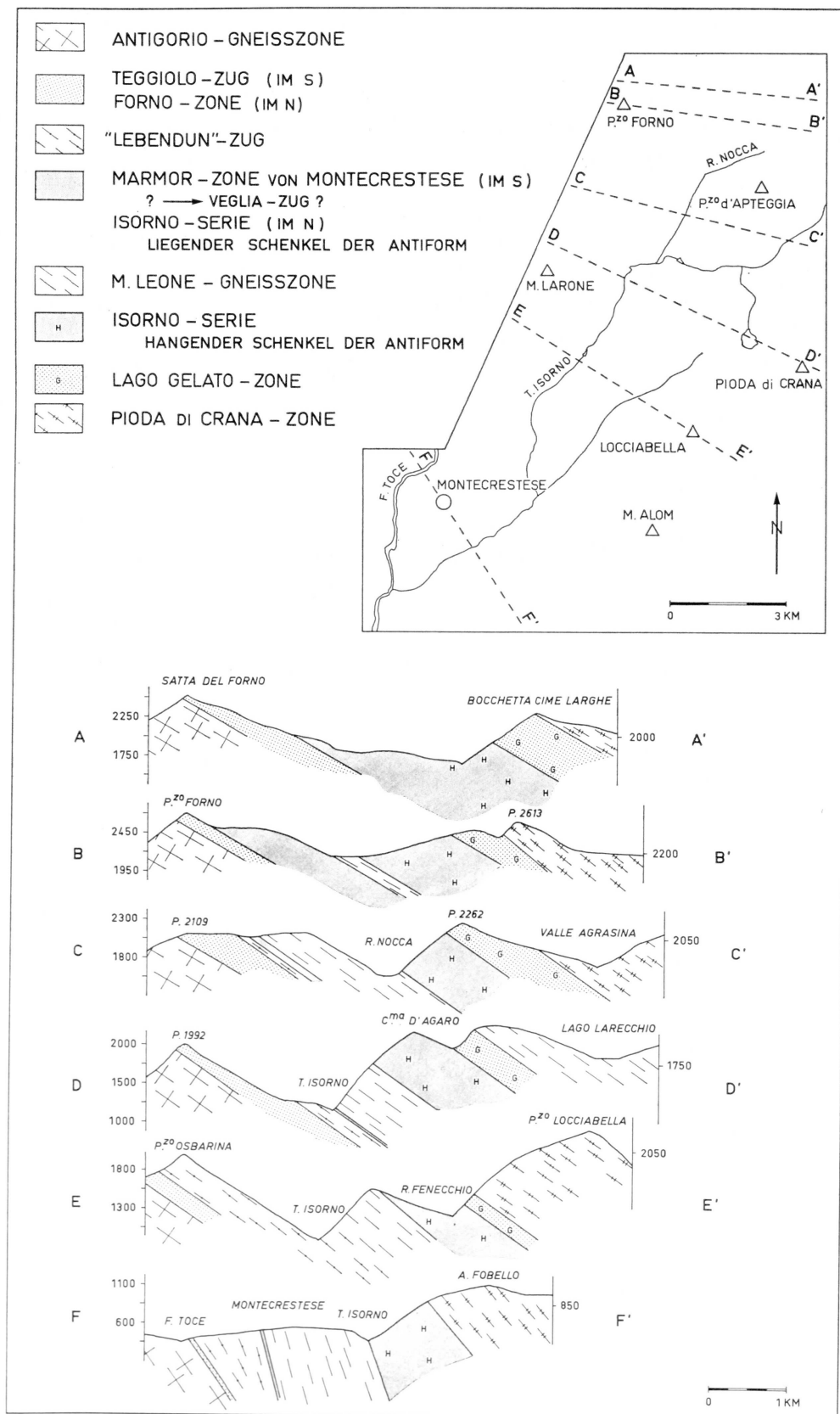


Fig. 1.

(Im rechten Teil des Profils D-D' sollte die Signatur für die Pioda di Crana-Zone stehen.)

2. Forno-Zone

Wechselweises Auftreten mehrerer Karbonatgesteins- und Gneisslamellen (auch Antigorio-ähnlicher Augengneisse); Granit (s. S. 209); spärlich Amphibolit; Glimmerschiefer z. T. hornblende-, granat- und karbonathaltig) und zwei Vorkommen von Rauhwacke (s. S. 242)

Diese Zone wird nach dem Pizzo del Forno benannt, dem stolzen Eckpfeiler zwischen der Valle Antigorio, der Valle di Campo und der Valle dell'Isorno. Sowohl N-wärts gegen das Wandfluhhorn wie auch S-wärts ist sie immer massgebend am Aufbau der Gratpartie beteiligt. Beim Monte Larone verlässt sie das Untersuchungsgebiet und zieht in die östlichen Talhänge der Valle Antigorio hinein und nach Veglio hinunter, einem kleinen Weiler E Pontemaglio. Die Mächtigkeit nimmt von S nach N zu, überschreitet aber nie die 300-m-Grenze. Das Kartenbild lässt zwar viel grössere Mächtigkeiten vermuten, aber dieser Eindruck wird nur durch die besonderen topographischen Verhältnisse erweckt, indem an Intersektionsstellen verhältnismässig dünne Pakete sehr ausgedehnte Plattenschlüsse bilden, wie z. B. bei Alpe Agarina und beim Lago Matogno.

3. „Lebendun“-Zug

Fein- bis mittelkörnige, oft auch sehr grobkörnige, plattig-bankige Ms-Bi-Kf-Plg-Gneisse; enthalten im S ein Marmorvorkommen, Amphibolit und damit assoziiert eine ultrabasische Gesteinslinse (N Montecrestese)

Von den Ufern des Toce im S bis über Alpe Agarina hinaus kann man diese Gneisse mühelos verfolgen und kartographisch festlegen, wenn man die Forno-Zone, d. h. deren tektonisch höchsten Marmor, als untere Leitlinie zu Hilfe nimmt. Die Dachbegrenzung hingegen ist nur bei Alpe Agarina im N und bei Montecrestese im S verhältnismässig eindeutig, weil dort jeweils ein Karbonatgesteinszug eine natürliche Grenzlinie bildet (im Profil C—C' und D—D' ist es der liegende Schenkel der Isorno-Serie-Antiform; im Profil F—F' ist es die Marmor-Zone von Montecrestese). Aber dazwischen, d. h. auf einer Strecke von über 5 km bleibt die Grenze unbestimmt und verschwommen (siehe Profil E—E' und S. 205), denn der „Lebendun“-Zug stösst hier ohne trennendes Element an die Gneisse der Monte Leone-Wurzelzone. Feldpetrographische wie auch mikroskopische Unterschiede zwischen den beiden Einheiten konnte ich keine ausmachen ausser der Feststellung, dass in den Leone-Gneissen

dunkle, feinkörnige, plattige Typen vorherrschen; im übrigen bestehen aber fließende Übergänge.

Die Diskussion über den weiteren Verlauf des „Lebendun“-Zuges, d. h. von A. Agarina N-wärts erfolgt später (S. 300).

4a. Marmor-Zone von Montecrestese

Vorwiegend reiner bis unreiner Marmor; Glimmerschiefer (\pm Granat), Amphibolit und Gneiss

Diese wichtige Trennzone (sie trennt im S den „Lebendun“-Zug von der M. Leone-Wurzelzone) steht gemäss dem allgemeinen Schichtfallen sehr steil und streicht von Castelluccio NE Crevola hinauf nach Montecrestese, wo sie kurz hinter dem Dorf unter Quartär verschwindet. Ihre Mächtigkeit von ca. 60 m bei Castelluccio reduziert sich rasch und beträgt ENE Montecrestese beim letzten Ausläufer, einem Band aus unreinem Marmor, nur noch 1 m.

Konstruiert man die Fortsetzung dieses Zuges über das aufschlusslose, glaziale Plateau von Altoggio hinweg, so gelangt man in die enge Schlucht des Torrente Isorno N Ponte del Diavolo, genau an die Stelle, wo ein ca. 80 m mächtiges Amphibolitlager festgestellt wurde. Dieser Amphibolit enthält zwei Gneisslamellen. Gegen N wird er rasch dünner und verschwindet noch bevor er den Monte Navone erklommen hat.

Von hier an fehlt das trennende Element zwischen „Lebendun“-Zug und M. Leone-Zone endgültig; wir müssen die hypothetische Trennlinie fast 5 km parallel zum Schichtstreichen nach N ziehen, bis wir etwa in ähnlichem Niveau wieder auf eine natürliche Trennzone stossen:

4b. Liegender Schenkel der Isorno-Serie-Antiform

Gneisslamellen, Glimmerschiefer (\pm Granat), Amphibolit (\pm Granat), Hornblendegneiss, Karbonatglimmerschiefer, reiner bis unreiner Marmor

Ausgehend von einigen wenigen, cm-dünnen nach S auskeilenden Karbonatgesteinsschnüren am Fuss der steilen Felswand von Alpe Piedelpiaggio, entwickelt sich diese Serie bis in den Raum Matogno, d. h. nach ca. 5 km Länge, zu einer Mächtigkeit von fast 500 m. Sie scheidet bei Alpe Piedelpiaggio die Monte Leone-Gneisse von den „Lebendun“-Gneissen, zwei Einheiten, die in der unmittelbaren Umgebung der trennenden Karbonatgesteinszone petrographisch völlig identisch sind.

Dieselben Verhältnisse bieten sich auch im S dem Auge des Beobach-

ters. Der Marmorzug von Montecrestese ist beidseitig von denselben Gneissen umgeben. Spricht man trotzdem von dem trennenden Charakter dieses Zuges, so sind damit die Einheiten als Ganzes gemeint: vorherrschen von dunklen, fein- bis mittelkörnigen, plattigen Bi-Kf-Plg-Gneissen in der M. Leone-Wurzelzone; vorherrschen von helleren, mittel- bis grobkörnigen, z. T. flatschig augigen Ms-Bi-Kf-Plg-Gneissen in der „Lebendun“-Zone. Die dünne Marmorzone von Piedelpiaggio verschwindet im N vorläufig unter den Alluvionen von A. Agarina, taucht aber am S-Hang des Pizzo di Locciastesa ständig mächtiger werdend wieder auf. Ab Capella della Croce gesellen sich ein Amphibolit und ein Granatglimmerschiefer zum Marmor, der seinerseits im Handstückbereich immer heterogener wird. Innerhalb von oft nur wenigen cm findet ein starker Wechsel der chemischen Zusammensetzung statt: weisse und sehr verunreinigte Marmorbänder, karbonathaltige, -arme und -freie Glimmerschiefer, reine Quarzsnüre, phyllitähnliche, schwarze, harte Granatglimmerschiefer lösen einander ab in bunter Folge. Das sind die typischen Merkmale für Calcescisti der italienischen und Bündnerschiefer der deutschen Literatur. Warum ich trotzdem diese beiden Namen vermeide, wird im Petrographisch-Mineralogischen Teil erklärt (s. S. 245).

5. Monte Leone-Zone

Vorwiegend dunkle, plattige, fein- bis mittelkörnige Bi-Kf-Plg-Gneisse, auch grobkörnige, flatschige Typen besonders an der Basis; selten aplitische Gneisse, Glimmerschiefer (\pm Granat), ultrabasische Gesteinslinsen und Amphibolite; ein Marmorzug NNE A. Nocca und zwei Rauhwackevorkommen

Sehr steil nach S einfallend, fast EW-streichend und mit der beträchtlichen Mächtigkeit von ca. 1300 m tritt diese Zone zwischen Castelluccio und dem Ausgang der Valle Isorno in das Kartierungsgebiet ein. In der Folge legen sich die Schichten flacher, schwenken langsam um und streichen im N auf dem Grenzgrat zur Valle di Campo fast N-S. Die Basis ist im S von der Marmorzone von Montecrestese begrenzt und im N vom liegenden Schenkel der Isorno-Serie-Antiform (s. S. 204). Eine trennende Zone zum liegenden „Lebendun“-Zug fehlt jedoch in der Mitte, so dass, wie schon betont, mangels scharfer, lithologischer Unterschiede auf einer Länge von über 5 km zwischen den beiden nur eine hypothetische Grenzlinie gezogen werden kann. Die Grenze zur hangenden Isorno-Serie im Dach der M. Leone-Gneissmasse ist verhältnismässig einfach und klar, obwohl sie nur an wenigen Stellen tatsächlich aufge-

geschlossen ist. Auf einer grossen Strecke, vom S-Ausgang des Isornotales bis in den Oberlauf des Rio Fenechio verläuft sie unter den Alluvionen der beiden Flüsse, steigt dann über den Sattel von A. Carvirone in die W-Flanke der Cima d'Agaro hinein, überquert die Valle Agrasina beim Stausee von Merlatta und zieht in den steilen Felshängen der linken Noccatalseite nordwärts bis sie ca. 100 m E von Passo Forcola den Grenzgrat zur Valle di Campo überschreitet. Angesichts der bedeutenden Ausdehnung im S, überrascht der klägliche Rest der M. Leone-Gneissmasse bei Passo Forcola, denn nur ca. 500 m W des Passes verläuft die Untergrenze dieses Körpers. Das lenkt den Blick unwillkürlich nach N, wo in der Tat schon bei Alpe Bosa das Ende der M. Leone-Gneissmasse besiegelt ist; die liegenden und hangenden Paragesteine (liegender und hangender Schenkel der Isorno-Serie-Antiform) vereinigen sich dort und ziehen dann ohne den M. Leone-Gneisskern nach N weiter.

Eine spezielle Beschreibung der Verhältnisse von A. Bosa folgt auf S. 286 (siehe auch Fig. 22, Blockstereogramm).

6. Isorno-Serie

Flatschige Ms-Bi-Plg-Kf-Augengneisse; plattige Bi-Kf-Plg-Gneisse; aplittische Gneisse; Schiefergneisse; dunkle, fein- bis mittelkörnige Bi-Plg-Gneisse; Glimmerschiefer (\pm Granat, Staurolith, Disthen); ultrabasische Gesteinslinsen; Amphibolite (\pm Granat); Karbonatglimmerschiefer; unreine bis reine Marmore; wenig Pegmatite und Rauhvaccken

Diese bunte Folge von vorwiegend Paragesteinen überlagert die M. Leone-Gneissmasse und zeigt an ihrer Basis bei jedem Aufschluss dieselben Verhältnisse: die äusserste Dachpartie der M. Leone-Gneissmasse ist verschiefert (max. 5 m) und manchmal granathaltig. Darüber folgt ein mehr oder weniger reiner Marmor und damit assoziiert an zwei Stellen im N des Untersuchungsgebietes rauhvacckeähnliches Gestein.

Dann setzt die ganze Folge der oben erwähnten Paragesteine ein, ab und zu unterbrochen von Gneisslamellen, die im Maximum über 300 m mächtig werden können. Innerhalb derselben sind schiefrige Partien und Glimmerschiefer (\pm Granat) nicht selten. Auch ihre Kontakte zum Nebengestein sind oft durch langsame Übergänge (m-Bereich) charakterisiert. Dies legt die Vermutung nahe, dass die Bi-Kf-Plg-Gneisslamellen und auch der auffallend gleichförmige Bi-Plg-Kf-Augengneisszug inmitten der eindeutigen Paragesteine feste Bestandteile der Isorno-Serie sind und in deren Sedimentationszyklus hineingehören. D. h. auch die Gneisslamellen sind Paragesteine. Diese aus feldgeologischen Beobachtungen

gewonnene Vermutung wird bekräftigt durch die mikroskopische Untersuchung (s. S. 214, 238); denn die Gneisslamellen der Isorno-Serie besitzen andere mikroskopische Eigenschaften als die umgebenden Gneisse der Pioda di Crana und des M. Leone (siehe Geologisch-Petrographischer Teil).

Die Gesamtmächtigkeit der Isorno-Serie ist relativ konstant und schwankt zwischen 800 m im S und 1000 m im N. Der schon öfters erwähnte Augengneiss teilt die Serie in zwei Teile, die sich im Gesamtchemismus leicht unterscheiden. In der hangenden Zone herrschen Amphibolite vor, besonders im N; in der liegenden Zone dominieren Glimmerschiefer.

Ausser dem fast lückenlos von S nach N verfolgbaren Augengneiss, sozusagen dem Rückgrat der Isorno-Serie, sind alle anderen Gesteinskomponenten sehr unbeständig und ändern meist nach wenigen km ihre Zusammensetzung oder keilen aus. Besonders im S macht sich diese Erscheinung bemerkbar, indem praktisch nur noch der Augengneiss einen verlässlichen Leithorizont darstellt. Aber auch dieser spaltet sich W A. Avonso plötzlich in mehrere Züge. Dieser rasche Wandel gegenüber dem km-weiten, monotonen Verlauf der Isorno-Serie-Gesteinstypen im N hat sicher eine Bedeutung, die aber in den schlecht aufgeschlossenen Rebhängen NE über Masera nicht geklärt werden kann. Immerhin existiert E über Masera eine Umbiegung (s. S. 289), die allerdings nur innerhalb der Pioda di Crana-Zone festgestellt werden konnte, die aber sehr wahrscheinlich auch die Gesteine der Isorno-Serie erfasst (s. Fig. 26, Blockstereogramm). Es ist nun einfach, die veränderten Verhältnisse in der Isorno-Serie dieser Umbiegung zuzuschreiben, aber die wahren Beziehungen bleiben vorläufig noch unter dem Quartär des Masera-Hügels und unter den Alluvionen des Ossolatales begraben. Auch im N stört die Isorno-Serie die sonst eintönige Tektonik der Valle Isorno. Sie umhüllt bei Alpe Bosa schlingenartig den merklich reduzierten, letzten Ausläufer der M. Leone-Zone. Die Umbiegung (Antiform) von A. Bosa (s. S. 286 und Fig. 22) umfasst sicher die unmittelbar über und unter den M. Leone-Gneissen liegenden Karbonatglimmerschiefer. Inwiefern die anderen Glieder der Isorno-Serie in diese Umbiegung miteinbezogen sind, wird später besprochen (S. 288) und auch aus den Untersuchungen zwischen Cravairola und Wandfluhhorn hervorgehen. Immerhin sind im „Liegenden Schenkel der Isorno-Serie-Antiform“, d. h. in den Paragesteinen zwischen der M. Leone-Zone und der Forno-Zone, in stark reduzierter Form fast alle Elemente der Isorno-Serie enthalten mit Ausnahme des charakteristischen Augengneisses.

Die obere Grenze der Isorno-Serie gegen die Zone von Lago Gelato, bzw. gegen die Pioda di Crana-Gneisszone ist nicht scharf, sondern immer durch eine mehrere m dicke Übergangszone charakterisiert. Meist handelt es sich um Glimmerschiefer (\pm Granat), die im Dach der Isorno-Serie zusammen mit Amphibolit eine enge Wechselzone bilden, gegen oben langsam überhand nehmen und schliesslich innerhalb einiger Meter in Schiefergneiss und Gneiss übergehen. Für die Interpretation dieser Erscheinung kommt nur eine ausserordentlich intensive Verschuppung im Grenzbereich der beiden Einheiten in Frage, eine Verschuppung, deren Spuren von der nachträglichen Kristallisation völlig verwischt worden sind.

7. Lago-Gelato- und Pioda di Crana-Zone

Ms-Bi-Kf-Plg-Gneiss z. T. gut gebändert; Ms-Bi-Plg-Kf-Augengneiss; Glimmerschiefer (\pm Granat); Amphibolit; Marmor; ein Vorkommen von ultrabasischem Gestein

Die Forno-Zone liegt im W des Untersuchungsgebietes im Dach der Antigorio-Gneissmasse. Das auf Grund der Symmetrieverhältnisse äquivalente Gegenstück im E, die Lago Gelato-Zone, befindet sich an der Basis der Pioda di Crana-Gneissmasse. Es handelt sich um eine Gneiss-Marmor-Wechselzone, deren Gneisse quantitativ vorherrschen und identisch sind mit den Gneissen der Pioda di Crana-Zone. Die Marmore — im Maximum sind es drei übereinanderliegende Systeme — werden z. T. von Glimmerschiefer, Amphibolit und Quarzitgneiss begleitet. Besonders im N erscheint die Zone mächtig und reich an Paragesteinen, während gegen S die Anzahl der Marmore rasch abnimmt. Die Pioda di Crana-Zone kommt also hier ohne ihre Basismarmore direkt auf die Isorno-Serie zu liegen. Die Kontakte zwischen den beiden Einheiten zeichnen sich durch graduelle Übergänge aus.

Wie die Petrographische Karte zeigt, sind antigoriogneissähnliche Augengneisse häufig, besonders im N. Der Wechsel zu feinkörnigeren Gneisstypen erfolgt langsam sowohl im Streichen als auch senkrecht dazu.

III. Geologisch-petrographischer Teil

Zur Definition von Schiefer und Gneiss

Von diesen Gesteinen bauen die Gneisse den grössten Anteil des Kartierungsgebietes auf. Die Schiefer beschränken sich auf einige Zonen

innerhalb der grossen Gneissmassen und konzentrieren sich vor allem in der Isorno-Serie.

Trotz der Verschiedenartigkeit der Definitionen von Schiefer und Gneiss fällt es im allgemeinen nicht schwer, diese beiden Gesteine voneinander zu unterscheiden, nicht zuletzt deswegen, weil jedermann das gleiche Gefühl dafür hat, wann man ein Gestein gneissig bzw. schiefbrig nennen soll. In diesem Gefühl, schreibt E. WENK (1963 a), mag der Grund liegen, dass all „die verschiedenen Definitionen in vielen Fällen das gleiche Bestimmungsergebnis liefern“. Nun gibt es aber Gesteine, die eine Mittelstellung einnehmen zwischen Schiefer und Gneiss, deren Varianten stufenlos in Gneiss bzw. Schiefer übergehen. Diese Schiefergneisse mit all ihren Nuancen sind auch in der Valle Isorno häufig sowohl als selbständige einheitliche Bänke wie auch als Übergangszonen, z. B. zwischen den Schiefern der Isorno-Serie und den hangenden Gneissmassen der Pioda di Crana. Das was sich hier also in der Legende der Petrographischen Karte niederschlagen soll, war schon während der Feldarbeit immer wieder ein Streitobjekt der Gefühle.

Deshalb wurde die Legende dehnbar gestaltet. Zwei grosse Gruppen wurden ausgeschieden:

Granitoide Gesteine und
tonerde- und kieselsäurereiche Gesteine.

Beide sind durch graduelle Übergänge miteinander verbunden, was durch den Pfeil und durch den Farbwechsel von rot zu weiss in der Legende der Petrographischen Karte zum Ausdruck gebracht werden soll.

1. Granitoide Gesteine

Die Gruppe der granitoiden Gesteine umfasst neben dem Granit alle in der Kartenlegende mit einem roten Farbton ausgeschiedenen Gesteine.

DER GRANIT

Schon lange sind die im Dach der Antigoriodecke da und dort auftretenden Granite bekannt. Aber erst A. G. MILNES (1964) beschreibt sie eingehend anhand der Vorkommen am M. Cistella und gibt ihnen

eine genetische Deutung. Diese glimmerarmen, grobkörnigen Granite wurden auch in meinem Untersuchungsgebiet in zwei kleinen Vorkommen gefunden, am tiefsten Punkt des La Colmine-Piana-Sattels und in der W-Flanke des Pizzo Cortefreddo. Die neuerliche Beschreibung von MILNES und die Tatsache, dass der Granit in enger Beziehung steht zu den Gneissen der Antigorio-Decke, scheinen eine erneute Untersuchung überflüssig zu machen, da die Aufschlüsse klein und schlecht sind und die Antigorio-Decke nicht mehr in das engere Kartierungsgebiet eintritt. Die Granite besitzen indessen eine Schlüsselstellung nicht bloss in bezug auf die Antigorio-Gneisse, sondern auch für gewisse Gneisse der Valle Isorno, wie sich später (s. S. 218) bei der mikroskopischen Untersuchung herausstellen wird.

Vorkommen

Im Unterschied zu den Aufschlüssen am M. Cistella, wo der Granit unmittelbar im Dach der Antigorio-Decke und an der Basis der Trias liegt, befinden sich die Vorkommen E des Antigoriotales in der Forno-Zone, d. h. sie werden mindestens an einer Stelle, in der W-Flanke des Pizzo Cortefreddo, wahrscheinlich aber auch bei La Colmine Piana von einem Marmor unterlagert. Und erst unter diesem Marmor beginnt die eigentliche Antigorio-Gneissmasse. Dieser Unterschied ist in der Verschuppung begründet, die besonders in der Forno-Zone und vielleicht auch in ihrem Äquivalent, der Lago Gelato-Zone, eine grössere Rolle gespielt haben muss. Für die Isorno-Serie indessen gibt es Argumente, die gegen eine Verschuppung grösseren Stils sprechen (s. S. 238).

Die Kartierung der beiden oben genannten Aufschlüsse ergibt folgende Profile:

a) Profil bei La Colmine Piana (von oben nach unten)

	unreiner Marmor bis Karbonatglimmerschiefer idem mit Einlagerungen von dolomitischen Schmitzen, Quarzknauern, mehr oder weniger stark ausgewalzten Granitgeröllen
ca. 1,5 m	Schutt leicht schiefriger antigorioähnlicher, flatschiger Augengneiss konkordante Quarzader
	glimmerarmer, grobkörniger Granit

b) Profil an W-Flanke des Pizzo Cortefreddo (von oben nach unten)

	grobkörniger, antigorioähnlicher, flatschiger Augengneiss
	— langsam übergehend (dm-Bereich) in —
2 m	mittel- bis feinkörnigen, dunklen, plattigen Bi-Gneiss
7 m	unreiner Marmor bis Karbonatglimmerschiefer
40 m	glimmerarmer Granit
	— langsam übergehend (dm-Bereich) in —
1 m	grobkörnigen, flatschigen antigorioähnlichen Augengneiss
5 m	unreiner Marmor bis Karbonatglimmerschiefer
	grobkörniger, flatschiger Antigorio-Augengneiss

Die beiden Profile liegen über 2 km weit auseinander, und so ist es kein Wunder, dass sie sich wenig ähneln, obwohl der Granit gemäss der Kartierung jeweils im genau gleichen tektonischen Niveau stecken muss. In Profil b wird der Granit eindeutig von einem metamorphen Karbonatgestein unterlagert, was man bei Profil a nur vermuten kann. Das Basis-konglomerat der Cistella-Trias hingegen tritt auch bei La Colmine Piana wieder auf, fehlt allerdings im Cortefreddo-Profil. Hier ist jedoch ein anderes Merkmal gut ausgeprägt, das beim Cistella-Granit immer wieder festgestellt werden kann, nämlich der graduelle Übergang von Granit zu Gneiss.

Zur Dünnschliffanalyse der Granite verweise ich auf die eingehenden Untersuchungen von MILNES (1964) und auf die Bemerkungen im Abschnitt über die „Verdrängung von Kalifeldspat I durch Plagioklas I“ (S. 219).

AUGENGNEISSE UND ÜBRIGE GNEISSE

Jede geologische Einheit der Valle Isorno enthält lückenlos das gesamte Gneisspektrum vom grobkörnigen, bankigen Alkalifeldspat-Augengneiss bis zum feinkörnigen, dunklen Biotit-Plagioklasgneiss. Nur der quantitative Anteil bestimmter Gneisstypen variiert in den verschiedenen Einheiten:

Antigorio-Gneiss-Zone (äusserste Dachpartie der Decke)

vorwiegend flatschiger Ms-Bi-Plg-Kf-Augengneiss

Forno-Zone

vorwiegend flatschiger Ms-Bi-Plg-Kf-Augengneiss; heller, lagiger, grobkörniger Ms-Bi-Kf-Plg-Gneiss, z. T. mit granatreichen Lagen; plattig bis bankiger, fein- bis mittelkörniger Bi-Kf-Plg-Gneiss

„Lebendun-Zug“

vorwiegend heller, lagiger, grobkörniger Ms-Bi-Kf-Plg-Gneiss

M. Leone-Gneisszone

vorwiegend plattiger bis bankiger, fein- bis mittelkörniger Bi-Kf-Plg-Gneiss

Isorno-Serie

flatschiger Bi-Ms-Plg-Kf-Augengneiss; plattig bis bankiger, fein- bis mittelkörniger Bi-Kf-Plg-Gneiss

Zone von Lago Gelato und Pioda di Crana

vorwiegend flatschiger Ms-Bi-Plg-Kf-Augengneiss; plattiger bis bankiger, fein- bis mittelkörniger Bi-Kf-Plg-Gneiss

Makroskopisch sind die sich entsprechenden Gneisse der verschiedenen geologischen Einheiten völlig identisch. So behält der plattige bis bankige, fein- bis mittelkörnige Bi-Kf-Plg-Gneiss seine typische Erscheinungsform, ungeachtet in welcher Einheit der auftritt. Und auch an einem Augengneissaufschluss kann nicht entschieden werden, ob man sich nun in der Antigorio-Gneisszone, in der Forno-Zone, in der Isorno-Serie oder in der Pioda di Crana-Zone befindet.

Erst die mikroskopische Untersuchung wird einige wichtige Unterschiede an den Tag bringen.

Fig. 2. Zoneneinteilung auf Grund der Verteilung von Antiperthit, invers zonarem Plagioklas, Anorthitgehalt und Biotitfarbe (im optischen Hauptschnitt $n_\gamma - n_\beta$) in den Gneissen der Valle Isorno.

Kreise: An-Gehalt in den Isorno-Serie-Gneisslamellen.

Rechtecke: An-Gehalt im Kern der invers zonalen Plagioklase

Quadrate: An-Durchschnittswert der Antiperthite, der nicht zonalen und der Hülle der invers zonalen Plagioklase

in den Gneissen der Pioda di Crana-, der Lago Gelato-, der M. Leone-, der Forno-Zone und des „Lebendun“-Zuges

Zahlen in den Symbolen: prozentualer Anorthitgehalt mit Angaben über die mittlere Abweichung bei durchschnittlich 6 Messungen pro Dünnschliff.

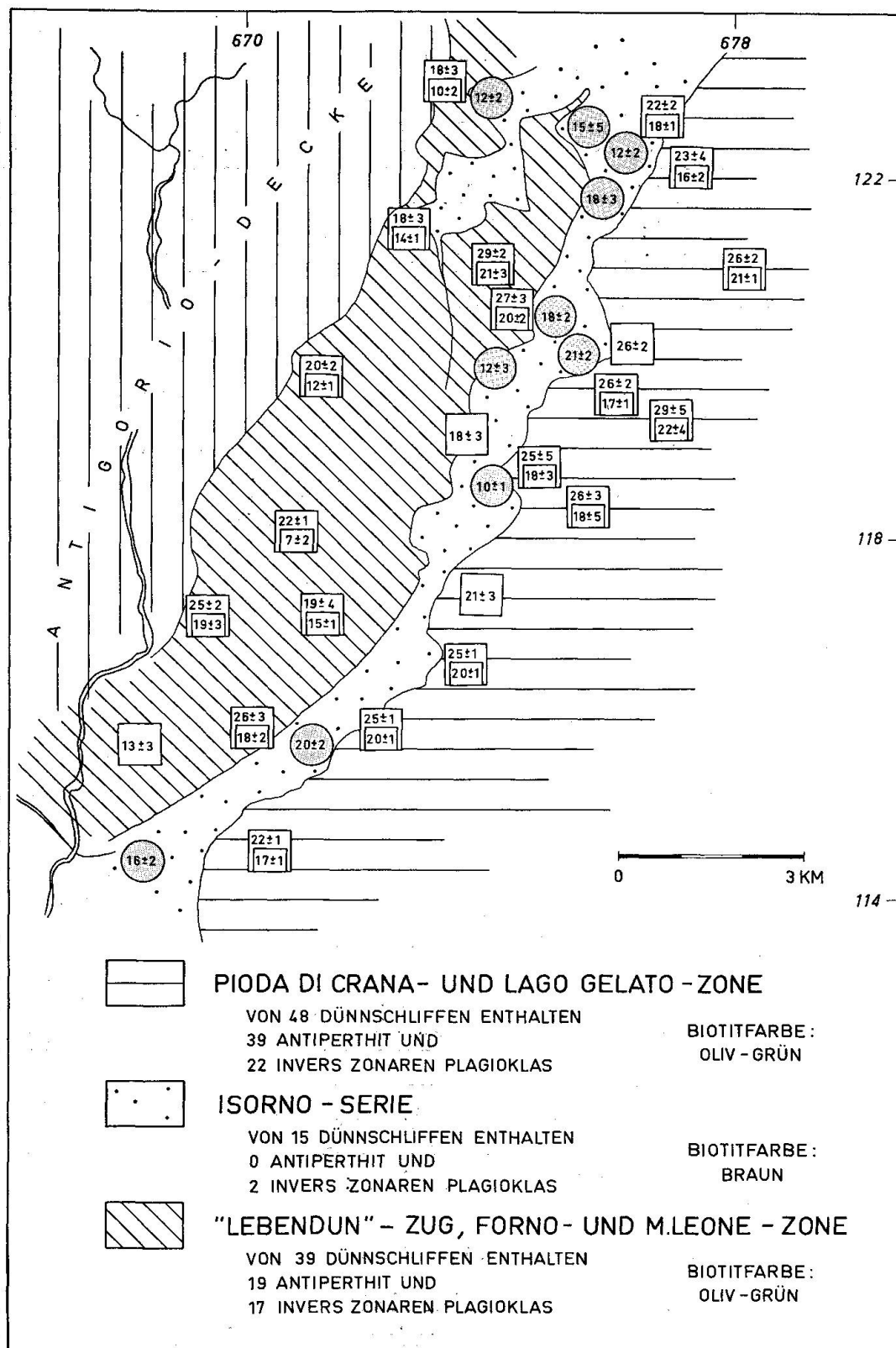


Fig. 2.

Regionale Verteilung einiger Glimmer- und Plagioklasmerkmale in den Gneissen der Valle Isorno

Auf Grund der mikroskopischen Untersuchung der Gneisse konnte eine gesetzmässige Verteilung einiger Glimmer- und Plagioklasmerkmale festgestellt werden (siehe Fig. 2), deren Interpretation jeweils zum gleichen Ergebnis führt: die Gneisslamellen der Isorno-Serie haben nichts zu tun mit den Gneissen der umgebenden geologischen Einheiten, d. h. ihre evtl. Herkunft aus den umgebenden Gneissmassen durch Verschupfung kann ausgeschlossen werden.

Antiperthit und invers zonarer Plagioklas

Scharf heben sich die Gneisse der Isorno-Serie aus der Masse der übrigen Gneisse heraus, indem antiperthitische Plagioklase nirgends auftreten, auch nicht in dem markanten antigoriogneissähnlichen Augengneiss im Herzen der Isorno-Serie. In der Pioda di Crana-Zone enthält die grosse Mehrheit der untersuchten Proben reichlich Antiperthit, während dieser in den Gneissen der M. Leone, des „Lebendun“-Zuges und der Forno-Zone etwas zurücktritt und nur noch in der Hälfte der Dünnschliffe vorkommt.

Für den invers zonaren Plagioklas gilt ein ähnliches Verteilungsverhältnis wie beim Antiperthit, nur weniger deutlich. Eine enge Beziehung zwischen Antiperthit und invers zonarem Plagioklas erscheint jedoch offensichtlich und wird auf S. 223 erklärt. Demnach verkörpert der invers zonare Plagioklas nur ein fortgeschrittenes Stadium der Antiperthitphase. Man bemerkt auch, dass sich im Vergleich zur Pioda di Crana-Zone das Verhältnis von Antiperthit zu invers zonarem Plagioklas in der Monte Leone- und den damit assoziierten Zonen zugunsten des invers zonaren Plagioklases verlagert hat; d. h. je weiter die antiperthitische Phase, die Verdrängung des Kf I durch den Plg I, gediehen ist, um so zahlreicher muss invers zonarer Plagioklas auftreten, vorausgesetzt dass die Bedingungen von S. 223 erfüllt sind (Absinken der Temperatur).

Die Liste der Besonderheiten der Isorno-Serie-Gneisslamellen wird noch durch zwei andere Tatsachen erweitert:

Anorthitgehalt der Plagioklase

Wie Fig. 2 zeigt, unterscheiden sich die Gneisse der Isorno-Serie auch im Anorthitgehalt der Plagioklase scharf von den Gneissen der umgebenden geologischen Einheiten. An den Proben der in Fig. 2 eingezeichneten

Fundorte wurden Messungen jeweils aller Plagioklasmodifikationen vorgenommen. Im Maximum waren es deren drei, normaler Plagioklas, invers zonarer Plagioklas und antiperthitischer Plagioklas. Es ergeben sich folgende Zusammenhänge:

Die An-Messungen in normalen Plagioklasen, in Antiperthiten und in der Hülle von invers zonaren Plagioklasen stimmen stets innerhalb der Fehlergrenze miteinander überein. Deshalb werden diese Messungen zusammengefasst und mit den An-Werten des Kerns der invers zonaren Plagioklase verglichen. Das gilt nicht für die Gneisslamellen der Isorno-Serie, denn hier gibt es nur eine einzige Plagioklassorte (normaler Plg.), die durchwegs niedrigeren An-Gehalt aufweist als der Plagioklas der übrigen Gneisse.

Ausser als erneutes Argument für die Sonderstellung der Isorno-Serie betrachte ich diese Tatsache auch als wesentliche Stütze für die Annahme, dass die Plagioklassprossung nicht etwa auf regionale Natriumzufuhr zurückzuführen ist, sondern dass die Bausteine des Plagioklases unmittelbar aus dem jeweiligen Gestein selbst stammen müssen.

In diesem Zusammenhang sei darauf hingewiesen, dass bei den Gneisslamellen der Isorno-Serie nur in vier von 15 untersuchten Fällen Klinozoisit (und zwar spärlich) auftritt, während von den übrigen 87 Dünnschliffen der umgebenden Gneissmassen insgesamt 70 einen konstanten Epidotgehalt aufweisen, Klinozoisit, Pistazit und z. T. auch Orthit. Ein Zusammenhang zwischen dem Auftreten von Epidot und dem An-Gehalt der Plagioklase scheint demnach durchaus wahrscheinlich zu sein. Allerdings fehlen in den Dünnschliffen diesbezügliche morphologische Hinweise.

Man ist versucht, das gesetzmässige Auftreten von Antiperthit und invers zonarem Plagioklas, die Beschränkung der braunen Glimmerfarbe auf die Gneisslamellen der Isorno-Serie (siehe folgender Abschnitt) aber vor allem den Unterschied im Anorthitgehalt zwischen den granitoiden Gesteinen der Isorno-Serie und denjenigen der umgebenden Einheiten als Argument für das Vorhandensein zweier verschiedenen metamorpher Zonen zu werten. Das ist jedoch ein Trugschluss, denn die entsprechenden Plagioklasarten aller metamorphen Karbonatgesteine weisen durchwegs ähnlichen Anorthitgehalt auf, gleichgültig aus welcher geologischen Einheit sie stammen. Ähnlich verhalten sich auch die Plagioklase der Amphibolite, von denen allerdings nur wenige Messungen zur Verfügung stehen.

Absorptionsfarbe der Biotite im optischen Hauptschnitt $n_\gamma - n_\beta$

Im Verlaufe der Dünnschliffanalysen wurde systematisch die Farbe der Biotite untersucht³⁾. Das Hauptinteresse galt der stärksten Absorptionsfarbe im optischen Hauptschnitt $n_\gamma - n_\beta$, und es stellte sich heraus, dass die beiden verschiedenen, schon seit PREISWERK bekannten Biotitfarben der Tessiner Gneisse auch in der Valle Isorno vertreten sind.

Die Ergebnisse sind in Fig. 2 dargestellt. Im allgemeinen besitzen alle Biotite eine grüne Färbung mit dem eindeutigen Schwerpunkt auf einer dunkel oliven Tönung (vorwiegend dunkle Farben der Kolonnen HUE 5 Y und HUE 10 Y). Nach WENK (1963 b) lässt dies auf einen erhöhten Fe_2O_3 -Gehalt schliessen. Wegen ihrer Eigenheiten schon wohlbekannt, tanzen aber auch hier die Gneisslamellen der Isorno-Serie erneut aus der Reihe. Ihre Biotite zeigen durchwegs braune Farben (vorwiegend dunkle Farben der Kolonne HUE 5 YR), in seltenen Fällen mit einem schwach rötlichen Stich. Die Biotite der Schiefergneisse und Glimmerschiefer sind charakterisiert durch helle Brauntöne (mittlere Farben in den Kolonnen HUE 5 YR und HUE 10 YR).

Mikroskopische Untersuchung

Die mineralogische Zusammensetzung der Gneisse lässt sich leicht durch eine konstant in allen Gneisstypen immer wieder auftretende Mineralparagenese charakterisieren.

Selten vorkommende akzessorische Gemengteile sind:

Serizit, Calcit, Rutil, Granat, Orthit und Zirkon.

Häufige Akzessorien sind:

Erz, Hämatit, Klinozoisit, Pistazit, Titanit, Chlorit und Apatit.

Hauptgemengteile sind:

Muskowit, Biotit, Plagioklas, Kalifeldspat und Quarz.

Muskowit kann oft akzessorisch sein oder manchmal ganz fehlen.

Die Beobachtungen in den folgenden Abschnitten sind das Ergebnis eingehender Dünnschliffuntersuchungen an ca. 150 Präparaten, von denen jedes einzelne mit Hilfe des Kreuztisches sorgfältig durchgekämmt wurde. Alle Aussagen und Dünnschliffbilder haben deshalb statistischen Charakter, eine unabdingbare Voraussetzung für die Überzeugungskraft

³⁾ Rock-Color Chart, Nat. Research Council, Washington 1948.

der aus Dünnschliffbildern gezogenen Schlussfolgerungen. Diese Voraussetzungen scheinen mir in der vorliegenden Arbeit erfüllt zu sein.

Quarz-Kalifeldspat-Plagioklas-Reaktionsgefüge und ihre Entwicklung

DRESCHER-KADEN (1948) definiert den Begriff Reaktionsgefüge: „Durchdringung eines primären Kristallgitters durch eine jüngere Kornart unter \pm Einregelung des neuen Gitters in bestimmte kristallographische Richtungen.“ Der erste Teil des Satzes kann als Leitwort für alle im folgenden beschriebenen Vorgänge betrachtet werden.

Die Begriffe Antiperthit, Perthit und Myrmekit finden im Verlauf häufig Anwendung. Es sei deshalb festgestellt, dass alle drei Ausdrücke im allgemeinen nur eine beschreibende Bedeutung haben, sofern nicht ausdrücklich genetische Überlegungen daran geknüpft werden.

Die *Antiperthite* der Valle Isorno sind Verwachsungen von Plagioklas mit Kalifeldspat unter klarer Vorherrschaft des Plagioklases. Der Kalifeldspat präsentiert sich dabei immer als Einschluss in einem Plagioklaswirt und reicht nur ganz selten über dessen Korngrenzen hinaus. Das Volumen des Kalifeldspat-Einschlusskristalls beträgt in der Regel nur einen Bruchteil des Plagioklasvolumens; seine Umrisse sind amöboid und skelettartig. Oft erscheint der Kalifeldspat in mehrere langgestreckte Einzelindividuen zerlegt, alle mit der gleichen optischen und morphologischen Orientierung. Die Längserstreckung oder die zeilenförmige Anordnung mehrerer Kalifeldspatflecken verläuft immer streng parallel zu einer kristallographischen Bezugsfläche, zu einer Zwillingslamelle des Wirts. In einigen wenigen Fällen sind die Kalifeldspateinschlüsse zu dünnen, länglichen Spindeln ausgezogen. Ausser dem Kalifeldspat ist es vor allem der Quarz, welcher häufig als Einschlussmineral im antiperthitischen Plagioklas auftritt; seine Kornformen sind rundlich, und die einzelnen Individuen regellos angeordnet.

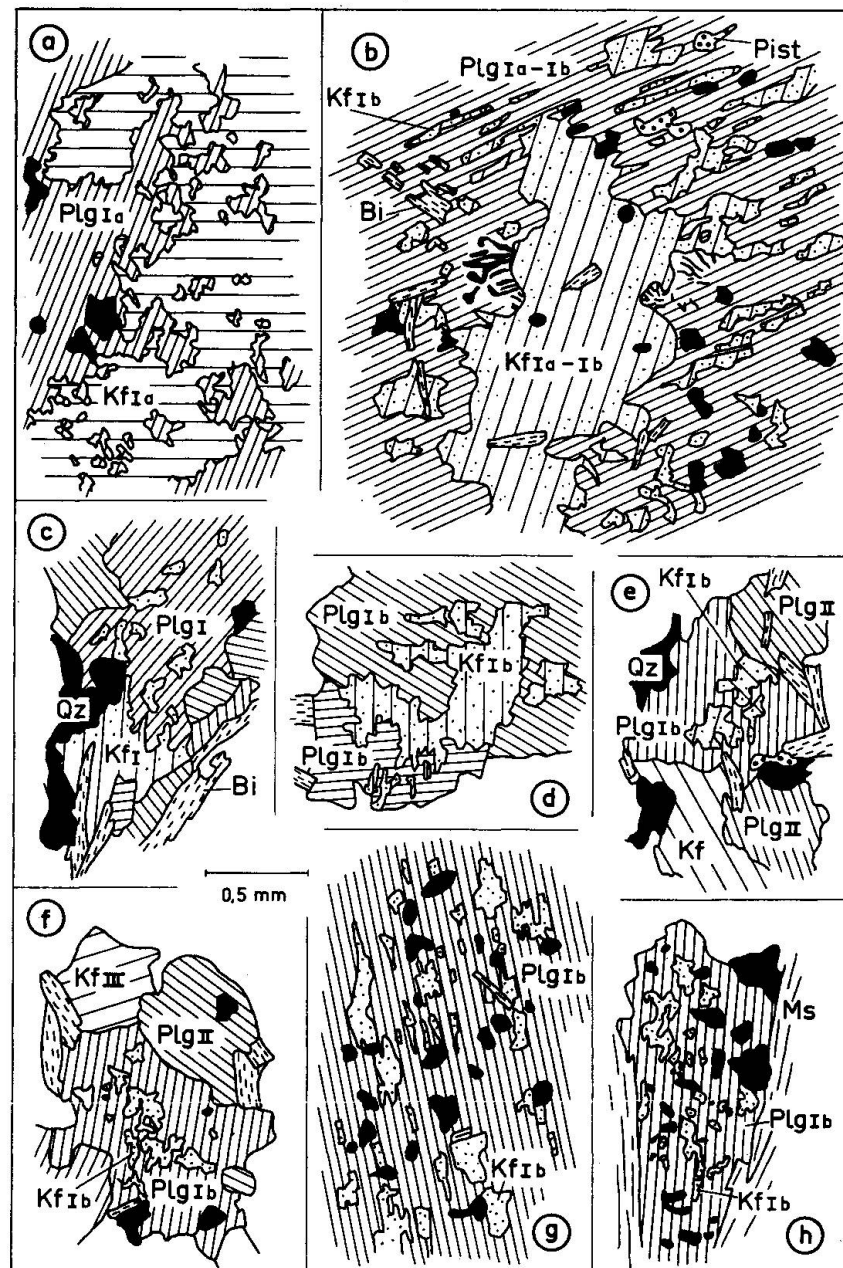
Die *Perthite* des Untersuchungsgebietes sind Verwachsungen von Kalifeldspat mit Plagioklas, wobei der Plagioklas immer als Einschluss in Kalifeldspat auftritt. Die Plagioklaseinschlüsse sind dünnspindelig langgestreckt, immer parallel und in gleicher optischer Orientierung angeordnet. Nur in ganz wenigen Fällen nimmt die Spindelform bandartigen und amöboiden Charakter an.

Der *Myrmekit* ist ein saurer Plagioklas, dessen eine Randzone dünne, z. T. verästelte, gebogene, wurmartige Quarzstengel enthält und meist konvex warzig begrenzt ist. Sein Auftreten scheint hauptsächlich an

Kalifeldspat-Plagioklas-Korngrenzflächen gebunden zu sein. Aber sowohl auf Plagioklas-Intergranularen wie auch inmitten einer Kalifeldspat-ansammlung wurde er schon beobachtet.

Ältere (präalpine) Kristallisation

Die Endphase dieser Kristallisation ist in allen Gneissen der Valle Isorno anzutreffen, mit Ausnahme der Isorno-Serie-Gneisslamellen. Sie lässt sich in drei aufeinanderfolgende, eng verknüpfte Vorgänge einteilen:



Die Verdrängung von Kalifeldspat I (Kf I) durch Plagioklas I (Plg I)

Hier handelt es sich um das erste Stadium eines umfassenden metasomatischen Vorgangs (Reaktionen im Kornbereich): Kf I wird durch Plg I ersetzt.

Die Erscheinung von Fig. 3a, welche vor allem im Granit häufig ist, lässt den Kontakt von Kf Ia zu Plg Ia in der Form eines typischen Implikationsgefüges erkennen. Das amöboide, verzackte Ineinandergreifen der beiden Kornarten unmittelbar am Kontakt — in Fig. 3a in kleinen, bei andern Bildern aber auch in grossen Bereichen — erweckt den Eindruck einer intergranularen Implikation, eines Verwachsungsgefüges, bei dem kaum mehr zwischen Wirt- und Einschlusskristall unterschieden werden kann. Etwas weiter entfernt von dieser Korngrenze bietet sich das Bild eines antiperthitischen Plagioklases bzw. perthitischen Kalifeldspats (mit verdickten Spindeln allerdings), und ganz aussen liegt das unversehrte Plg Ia- bzw. Kf Ia-Mutterkorn. Am besten charakterisiert man das Bild mit dem Hinweis auf Verwachsungsformen, die sich im Grenzbereich von einem antiperthitischen mit einem perthitischen Feldspatkorn ergeben müssen.

So bemerkt MILNES (1964) folgendes über die gleichen Strukturen im Granit von M. Cistella:

Fig. 3.

- a) Erstes Stadium der antiperthitischen Verdrängungsphase; nur im Granit noch erhalten.
- b) Plagioklas verdrängt Kalifeldspat; ein ursprünglich einheitliches Kalifeldspatkorn wird in einzelne Spindeln zerlegt; Übergangsglied zur eigentlichen Antiperthitphase; im Granit und seltener auch im Gneiss erhalten.

Vorwiegend in Gneissen:

- c) Plagioklas verdrängt Kalifeldspat; ursprünglich einheitliches Kalifeldspatkorn jetzt reliktlisch z. T. als antiperthitischer Einschluss in Plagioklas, z. T. als Zwickelfüllung.
- d) Zwei Plagioklase verdrängen gemeinsam ein Kalifeldspatkorn.
- e) Ein Plagioklaskorn verdrängt zwei verschiedene Kalifeldspatkörner.
- f) g) h) Typische antiperthitische Reaktionsgefüge. Die Kalifeldspateinschlüsse zeigen jeweils gleiche optische Orientierung.
- e) f) Kalifeldspat III und Plg II sind Vertreter einer jüngeren Kristallisation. Das ist u. a. an konvexen Kornformen erkennbar.

“Mixed types exist between this (Plg I; dieser entspricht dem Plg Ia der Valle Isorno) and alkalifelspar I (entspricht dem Kf Ia der Valle Isorno)⁴⁾ so that 50/50 intergrowths have been observed. Also variation can occur from perthite to anti-perthite within the same crystal.”

Der von MILNES festgestellte, eindeutige Zusammenhang zwischen dem prämesozoischen Granit und dem daraus hervorgegangenen, im wesentlichen alpinen Antigorio-Gneiss besteht offenbar in ähnlicher Weise auch zwischen dem Granit und den Gneissen der Valle Isorno; denn der metasomatische Vorgang, der im Granit in der oben beschriebenen Form auftritt, findet sich sowohl im Antigorio-Gneiss wie auch in allen Gneissen der Valle Isorno wieder (mit Ausnahme der Gneisslamellen der Isorno-Serie), allerdings in den meisten Fällen verändert durch eine fortgeschrittene Entwicklung.

Dieses Entwicklungsstadium, das im folgenden Abschnitt beschrieben wird, betrachte ich jedoch nicht als ein alpines Merkmal, denn je weiter man sich innerhalb der Antigorio-Gneissmasse vom Granit entfernt, desto seltener tritt Antiperthit auf (nach MILNES); d. h. die alpine Metamorphose hat den Antiperthit nicht erzeugt, sondern im Gegenteil ihn verdrängt. Dass der Antiperthit sehr wahrscheinlich nicht einer frühen alpinen Kristallisationsphase entspricht, wird bei der Diskussion über die Altersfrage dargelegt (s. S. 238).

Die Antiperthitphase

1. Das Übergangsglied zwischen der Präantiperthitphase der Granite und der eigentlichen Antiperthitphase der Gneisse tritt selten auf und ist keineswegs etwa nur an die Augengneisse gebunden, von denen man fälschlicherweise annehmen könnte, sie kämen strukturell den Graniten

	MILNES	WIELAND
	aus Beobachtungen in Antigorio-Granit und Antigorio-Gneissen im Gebiet des M. Cistella	M. Leone-Gneissen und Pioda di Crana-Gneissen im Gebiet d. Valle Isorno
Plg und Kf im Granit implikativ miteinander verwachsen	Plg I, Kf I	Plg Ia, Kf Ia
Kf-Einschlüsse im antiperthitischen Plg		Kf Ib
Antiperthitischer Plg	Plg I	Plg Ib
Invers zonarer Plg	Plg II	Plg Ic
Perthitischer Kf, hauptsächlich Baustoff der Augen in den Augengneissen	Kf I	Kf II
Mehr oder weniger reine Feldspäte des gleichkörnigen Grundgewebes	Plg II, Kf II	Plg II, Kf III

am nächsten. Wie aus S. 225 hervorgeht, ist eine spätere, eine alpine Kalifeldspatblastese für die augige Struktur gewisser Gneisse (auch der Augengneisse der Isorno-Serie) verantwortlich. Das sporadisch vorkommende Übergangsglied findet sich in den verschiedensten Gneissen, so etwa wie es in Fig. 3b dargestellt wird. Das grosse Kf Ia-Ib-Korn im Zentrum erinnert noch an die Formen der Präantiperthitphase (Fig. 3a), aber seitlich gehen diese nun in ein Reaktionsgefüge über, wie es typisch ist für die eigentliche Antiperthitphase, amöboide bis spindelförmige, orientiert angeordnete Kf-Ib-Einschlüsse in einem Plg-Ib-Wirt.

Die Hauptphase der Myrmekitisierung gehört sicher in ein späteres Kapitel der Kristallisation (siehe S. 229) und steht nur ausserordentlich selten in Beziehung mit dem Kf-I-Plg-I-Reaktionsgefüge der Antiperthite, wie z. B. in Fig. 3b, wo am Kontakt zwischen Plg Ia und dem noch relativ unversehrten Kf-Ia-Mutterkorn in ganz seltenen Fällen Myrmekit auftreten kann; in den eigentlichen Antiperthiten, d. h. am Kontakt von Kf-Ib-Einschluss zu Plg-Ib-Wirt aber nie.

2. Wie aus späteren Überlegungen hervorgeht, kommt es während der alpinen Kristallisation sicher zu Kalifeldspatneubildungen, welche im Dünnschliff z. T. nicht von der hier besprochenen Kf-I-Phase zu unterscheiden sind. Im allgemeinen betrachtet man Zwickelfüllungen als junge Bildungen. Aber wie Fig. 3c zeigt, gibt es Zwickelkalifeldspäte, die genetisch sicher zum Kf I der Antiperthitphase gehören. Plg Ib ersetzt Kf Ib. Als Relikte eines ursprünglich einheitlichen Kf-Ia-Kristalls bleiben also amöboide Kf-Ib-Einschlüsse und ein Kalifeldspatzwickel übrig. In vielen Fällen sind die Verhältnisse jedoch nicht so klar, so dass es am ehesten der Wirklichkeit entspricht, wenn man neben den eindeutig alten auch junge Kalifeldspatzwickel in Betracht zieht.

Es ist zu erwarten, dass bei der metasomatischen Verdrängung einer Mineralart durch die andere die verschwindende Komponente von mehreren Seiten angegriffen wird. Das tritt auch öfters ein, wie Fig. 3d zeigt. Kf Ib ist ein Relikt, das von zwei Seiten her durch zwei verschieden orientierte Plg-Ib-Kristalle aufgelöst wird.

Schon bei der allgemeinen Beschreibung des Antiperthits wurde auf die parallele Orientierung der z. T. langgestreckten, skelettartig korrodierten Kalifeldspateinschlüsse innerhalb eines Plagioklaswirtes hingewiesen. Fig. 3d beleuchtet nun den Bildungsvorgang. Die Überreste des korrodierten Kalifeldspats zeigen eine Längung jeweils parallel zur Zwillingslamelle des sie umgebenden Plagioklases. Die Verzwillingung erfolgt in diesem Fall nach dem Albitgesetz; d. h. das Korrosionsvermögen des Plg Ib ist senkrecht zur Fläche (010) am grössten.

4. Ebenso wie das Auftauchen ein und desselben Kalifeldspatrelikts in zwei verschiedenen Plg-Ib-Kristallen muss auch das gemeinsame Auftreten zweier verschieden orientierter Kf-Ib-Relikte innerhalb eines Plg-Ib-Wirtes an einigen Stellen realisiert werden können. Das ist nun auch wirklich der Fall, wie Fig. 3e darstellt. Zwei optisch verschieden orientierte, korrodierte, reliktsche Kf-Ib-Einschlüsse liegen in einem Plg-Ib-Wirt eingebettet; d. h. bei der metasomatischen Verdrängung sind beide Kalifeldspäte einem Plagioklas zum Opfer gefallen.

Es sei betont, dass erst die unter Punkt 5 erwähnten Formen typische Beispiele für die eigentliche Antiperthitphase sind, echte Vertreter einer weitaus vorherrschenden Mehrheit.

5. In Punkt 1 wird versucht, das Übergangsstadium der Präantiperthitphase zur eigentlichen Antiperthitphase zu charakterisieren; die Punkte 2, 3 und 4 liefern einen wichtigen Beitrag zu genetischen Überlegungen, und Punkt 5 soll schliesslich einen allgemeinen Eindruck vermitteln, wie das als Antiperthit bezeichnete Reaktionsgefüge im Mikroskop normalerweise aussieht (Fig. 3f; Fig. 3g; Fig. 3h).

Die Kf-Ib-Einschlüsse sind zu sehr kleinen Körpern zusammengeschrumpft, die kaum noch eine Längenausdehnung von 0,5 mm überschreiten. Sie erscheinen aufgelöst in zahlreiche, gleich orientierte Einzelindividuen, die sich meist in der Mitte des Plg-Ib-Wirts konzentrieren (Fig. 3f).

Rundlich ovale Quarzeinschlüsse leisten den Kf-I-Relikten oft Gesellschaft (Fig. 3g, Fig. 3h), können aber in ebenso vielen Beispielen völlig fehlen. Weitere bisweilen als Einschlüsse auftretende Komponenten sind Epidot und kleine, schmale Biotitleisten.

6. Zum Schluss soll noch auf die Frage nach der Entmischung eingegangen werden. Denn gerade die unter Punkt 5 gemachten Angaben über die Form und das Auftreten der Kalifeldspateinschlüsse im Plagioklas könnten z. T. Anlass geben, sich die hier vorliegenden Antiperthite durch Entmischung entstanden zu denken. Das ist nach meinen Untersuchungen auf Grund der oben aufgezählten Merkmale ausgeschlossen.

Die Antiperthite der Valle Isorno sind nicht durch Entmischung entstanden, weil

- erstens ein gradueller Übergang besteht zwischen der Präantiperthit- und der Antiperthitphase und weil die Kalifeldspateinschlüsse z. T. ähnliches Volumen aufweisen können wie ihr Plagioklaswirt;
- zweitens Kalifeldspateinschlüsse zu einem extern gelegenen Mutterkorn gehören können;

- drittens ein amöboides Kalifeldspateinschlusskorn jeweils zur Hälfte von zwei verschiedenen Plagioklasen umschlossen sein kann;
- viertens zwei optisch verschieden orientierte Kalifeldspatskelette Einschlüsse ein und desselben Plagioklaswirtes sein können.

Das alles spricht gegen eine Entmischung, aber nicht gegen einen Stoffaustausch im Verlaufe einer Metasomatose. Dieser metasomatische Prozess ist aber mit der Bildung der Antiperthite, wie sie in Punkt 5 beschrieben sind, keineswegs abgeschlossen; d. h. den beiden vorausgegangenen frühen Kristallisationsphasen folgt noch eine dritte:

Der invers zonare Plagioklas

In vielen Tessiner Gneissen ist der einschlussarme invers zonare Plagioklas schon lange bekannt. Auch in den Antigorio-Gneissen wurde er von MILNES (1964) festgestellt und der alpinen Plg-II-Generation zugeordnet. In den Gneissen der Valle Isorno ist nun diese Mineralausbildung ebenfalls weit verbreitet, jedoch bezeichnenderweise nur in den Gneissen der Forno-Zone des „Lebendun“, der M. Leone-, der Lago Gelato- und der Pioda di Crana-Zone, aber nicht in den Gneisslamellen der Isorno-Serie. In den tonerdereichen Gesteinen gibt es ebenfalls einige wenige Vorkommen. Der Leser erinnert sich an die Feststellung (S. 214), dass auch der Antiperthit in den Gneisslamellen der Isorno-Serie fehlt. Antiperthit und invers zonarer Plagioklas müssen also in einer bestimmten engen Beziehung zueinander stehen.

Die Untersuchung ergibt folgendes:

Wie der Name schon sagt, ist dieser Plagioklas aus konzentrischen Zonen aufgebaut. Diese gehen ohne scharfe Grenze langsam ineinander über und sind am Rand basischer als im Kern. Das Zentrum der Zonen braucht nicht mit dem Mittelpunkt des Korns übereinzustimmen. Der invers zonare Plagioklas ist meistens einschlussfrei. Selten finden sich jedoch in der innersten Zone ganz kleine, amöboide Kalifeldspateinschlüsse. Es handelt sich also um einen invers zonaren Antiperthit. Eine Erklärung des genetischen Zusammenhangs gibt Anlass zu folgender Hypothese:

Im Verlaufe der Kalifeldspat-Verdrängung durch den Plagioklas verlagert sich die eigentliche Reaktion mit abnehmender Kf-I-Korngrösse immer mehr vom Kornrand gegen das Innere des Plg I. In vielen Fällen vermag nun auf Grund der sinkenden Temperatur der letzte Rest an Kf I nicht mehr durch den basischen Oligoklas, $23 \pm 4\%$ An (siehe S. 215

und Fig. 2) ersetzt zu werden, und so kommt es im intragranularen Raum zur Bildung des sauren Oligoklaskerns, $17 \pm 4\%$ An. Das Kalium kann den Reaktionsraum nicht mehr verlassen und bleibt als Einschlusskorn im Plagioklaswirt enthalten. Die Temperatur sinkt langsam, und das bedingt den stufenlosen Übergang der Zonen.

Es ist eine verbreitete Meinung, der invers zonare Plagioklas entstehe durch randliche Anlagerung von zunehmend basischeren Zonen, was an eine Temperaturerhöhung gebunden ist. Im Gegensatz dazu möchte ich annehmen, dass sich die Reaktion im Korninnern abspielt, weil sie mit der Kalifeldspatverdrängung durch den Plagioklas (Antiperthit) in enger Beziehung steht. Ich halte also das saure Korninnere für die jüngere Bildung und rechne deshalb bei der Entstehung der invers zonaren Plagioklase mit einer Temperaturerniedrigung.

Der oben beschriebene Vorgang findet also erst bei beginnender Temperaturerniedrigung statt und nur bei fast völlig aufgezehrten Kalifeldspateinschlüssen. Überschreiten diese Einschlüsse noch eine bestimmte Minimalgrösse, so kommt es bei der Temperaturerniedrigung nicht zur Zonierung des Plg-I-Wirts und auch nicht zur Bildung von Säumen um den Kalifeldspateinschluss herum, wie dies eigentlich nach dem hier gegebenen Schema zu erwarten wäre. Diese Tatsache stempelt das Schema zu einem Erklärungsversuch, der noch mehrere Fragen offen lässt. Beginnt der Temperaturabfall zu einem Zeitpunkt, in dem die antiperthitischen Kalifeldspateinschlüsse noch nicht zu einer Minimalgrösse zusammengeschrunpft sind, so kommt es nicht zur Bildung von invers zonaren Plagioklasen (s. S. 214 und Fig. 2). Das ist in den Pioda di Crana- und M. Leone-Gneissen manchmal der Fall. Sinkt die Temperatur jedoch erst in einem Stadium, lange nachdem der letzte Kf-I-Einschluss aufgezehrt worden ist, so wird man weder Antiperthit noch invers zonaren Plagioklas finden, und auch dieser Fall ist in jenen Gneissen fleckenweise vertreten, besonders in den M. Leone-Gneissen.

Für die Gneisse der Isorno-Serie, die ja weder Antiperthit noch invers zonaren Plagioklas enthalten, betrachte ich diese Möglichkeit jedoch als ausgeschlossen, da hier die beschriebenen Eigenschaften nicht fleckenweise auftreten, sondern sich konstant und ausnahmslos auf einer Länge von 15 km in einer verhältnismässig schmalen Zone verfolgen lassen.

Sicher ist jedenfalls, dass wenigstens ein Teil des invers zonaren Plagioklases durch Übergänge eng mit dem antiperthitischen Plagioklas verknüpft ist, weil jener bisweilen kleinste antiperthitische Kf-I-Relikte in seinem Zentrum enthält. Ich betrachte ihn deshalb als das Ergebnis eines frühzeitig abgestoppten, metasomatischen Vorgangs und somit als

eine Modifikation des Antiperthits. Er wird im folgenden Plg Ic bezeichnet, womit zum Ausdruck gebracht werden soll, dass auch er in den alten Kristallisationszyklus hineingehört.

Jüngere (alpine) Kristallisation

Die jüngeren Kristallisationsphasen, die sich in den Tessiner Gneissen im wesentlichen nach den grossen Bewegungen abspielten, werden nun in chronologischer Reihenfolge beschrieben. Ein besonderes Augenmerk muss dabei immer auf die Beziehung zu den Antiperthitphasen gerichtet bleiben, weil erst dadurch sich jene Bildungen als älteste Generation erweisen. Auch die folgenreichen Rückschlüsse auf eine frühe (präalpine) Kristallisation und auf das jungpaläozoische bis mesozoische Alter der Isorno-Serie-Gneisslamellen (s. S. 238) erhalten erst dadurch ihre Berechtigung. Deshalb wird versucht, jede als alpin betrachtete Kristallisation mit den Antiperthitphasen zu vergleichen und eine Altersbeziehung zu ermitteln.

Neubildung von Kalifeldspat II (Kf II)

Die vorausgegangenen Beschreibungen befassten sich mit dem metasomatischen Vorgang, in dessen Verlauf Kf I von Plg I verdrängt wird. Ausser dem verschwindenden und nur noch reliktsch vorhandenen Kf I gibt es aber auch noch andere Kalifeldspäte, die nicht von Plg I angegriffen werden, d. h. jünger sind. Einen Teil davon bilden die perthitischen Kalifeldspäte. Kf I ist nie perthitisch und befindet sich in allen Gneissen der Valle Isorno in einem weit fortgeschrittenen Auflösungsstadium. Der Kf II, den ich in seiner typischen Ausbildung in den allerdings nur wenigen Granitproben nicht feststellen konnte, ist perthitisch und kommt ausser in der Grundmasse aller Gneisse vorwiegend in den Augen der Augengneisse vor; d. h. die Augen aller Gneisse der Valle Isorno, die vorwiegend monomikt aus mehreren polygonal begrenzten Kf-II-Körnern, mitunter aber auch aus einem einzigen Kf-II-Korn bestehen, sind Sprossungen, die nach der Bildung des Antiperthits eingesetzt haben müssen.

Angenommen, der perthitische Kalifeldspat sei gleich alt wie der von Plg I verdrängte Kf I oder gar mit diesem identisch, so wäre nicht einzusehen, warum der perthitische Kalifeldspat vor dem Plagioklasangriff verschont blieb.

Wenn man eine nachträgliche Perthitisierung ein und derselben Kalifeldspatphase in Betracht zieht, so muss man sich ebenso fragen, warum

nicht auch der mit dem Plg I in Reaktion befindliche Teil von diesem Vorgang erfasst wurde. Im übrigen ist der Unterschied zwischen Perthit und Kf I in der Korngrösse und Kornform so scharf, dass schon aus diesem Grunde die Möglichkeit einer engen Beziehung zwischen den beiden ausscheidet. Diese Überlegungen sind wichtige Hinweise auf die Existenz einer zweiten Kalifeldspatgeneration.

Perthitisierung von Kalifeldspat II (Kf II)

Es geht nicht aus den Schliffbildern hervor, ob die Perthitbildung zeitlich sehr eng an die Kristallisation von Kf II geknüpft oder erst lange nachher erfolgt ist. Ebenso unsicher ist die Antwort auf die genetische Frage, die man nicht einfach mit dem Hinweis auf Entmischung abtun kann. Als Entmischungserscheinungen bezeichnet man gewöhnlich die spindelförmigen, orientierten Einschlussschwärme von saurem Plagioklas in Kalifeldspat, Strukturen, wie sie tatsächlich auch in den Gneissen der Valle Isorno sehr häufig sind. Man entdeckt jedoch nicht selten Zusammenhänge mit gleichartigen, aber amöboiden Plagioklaseinschlüssen, deren Formen durch alle Übergangsglieder mit den Spindelformen verbunden sind (Fig. 4a). Weitere Beobachtungen im Hinblick auf die genetische Frage konnten nicht gemacht werden, so dass man dieses Problem mit dem Hinweis auf seine komplexe Natur beiseite lassen muss.

Fig. 4.

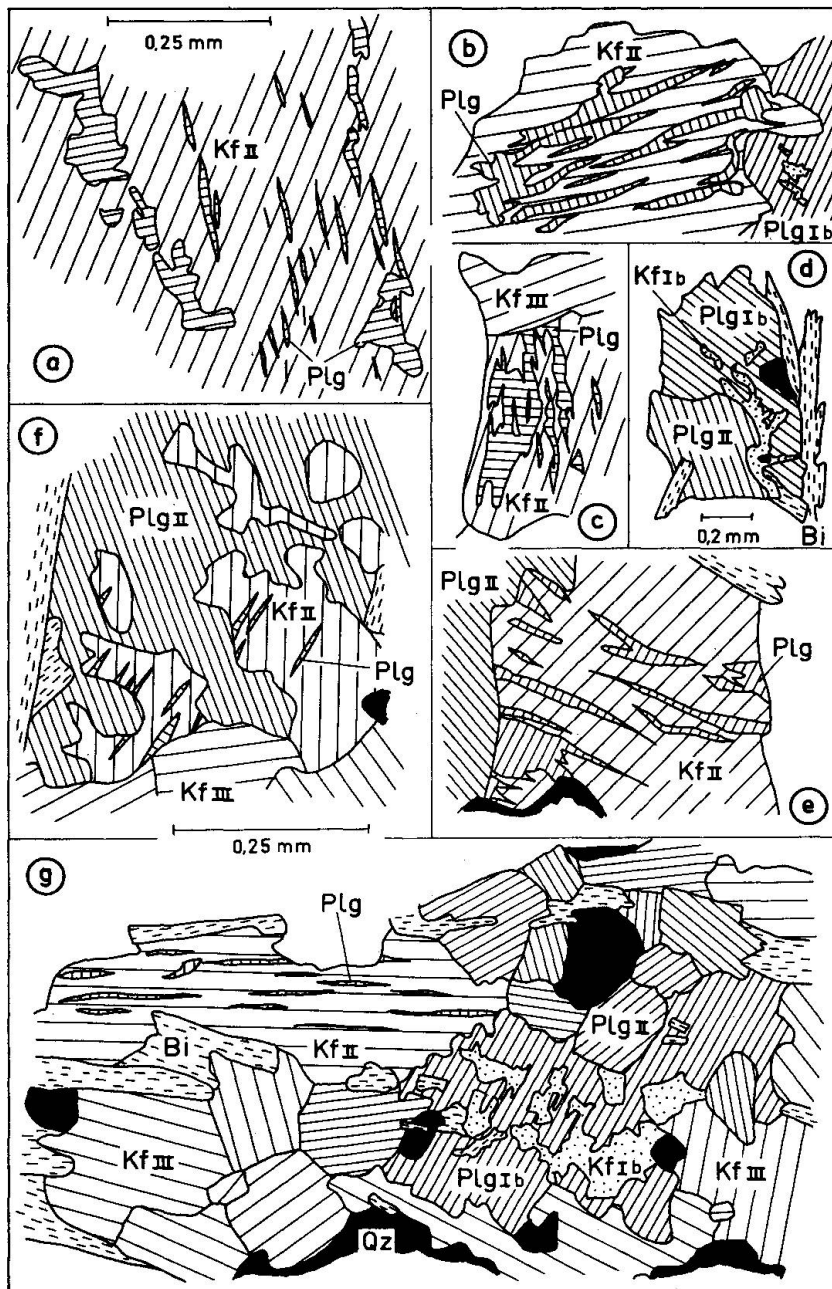
- a) Perthit; Übergang von amöboiden zu spindeligen Einschlussformen.
- b) Korngrenzbeziehung zwischen der alten, antiperthitischen Plagioklasgeneration und der Perthitphase.
- c) Plagioklasspindeln werden von Kalifeldspat III scharf abgeschnitten; d. h. Perthit ist älter als Kalifeldspat III.
- d) Es gibt zwei Plagioklasgenerationen: eine Antiperthitphase (Plg I) und eine einschlussarme Phase (Plg II).
- e) Plagioklasspindeln werden von Plg II scharf abgeschnitten; Perthit ist älter als Plg II.
- f) Seltener Fall eines weit fortgeschrittenen Verdrängungsvorgangs; Plg II verdrängt den perthitischen Kf II.
- g) Unterschiedliche Korngrenzformen charakterisieren die Minerale der verschiedenen alten Kristallisationsphasen.

Antiperthitische Reaktionsgefüge (siehe auch Fig. 5): amöboide Verwachsungsformen, Implikationsgefüge.

Kf III-Plg II-Generation: im allgemeinen Mosaikgefüge.

Kf II nimmt eine Zwischenstellung ein.

Als gesichert darf man jedoch annehmen, dass alle andern noch zu besprechenden Kristallisationsphasen, wie aus den folgenden Abschnitten hervorgeht, nach der Perthitisierung eingesetzt haben. Das kommt gut zum Ausdruck an den Korngrenzen zwischen Perthiten und älteren Mineralien einerseits, jüngeren Mineralien andererseits. Fig. 4b zeigt den Kontakt zwischen einem perthitischen Kf II und einem Antiperthit-Plg Ib. Die perthitischen Plagioklasspindeln erreichen nie die Korn-



grenzen ihres Wirtkristalls. Diese Verhältnisse ändern sich jedoch rasch, wenn an die Stelle alter Plg-I-Kristalle eine Mineralgeneration tritt, deren Bildung in die Zeit nach der Perthitbildung fällt. Das ist das Thema der folgenden Abschnitte.

Neubildung von Kalifeldspat III (Kf III) und Plagioklas II (Plg II)

Beide Mineralarten scheinen mehr oder weniger gleichzeitig zu wachsen, der Plg II z. T. etwas später. Sie lagern sich als polygonale Körner um die perthitischen Kf-II-Augen und bilden den Hauptbestandteil der granoblastischen Grundmasse. Der Verbreitung entsprechend muss man diese Phase als Hauptkristallisation bezeichnen.

Der Kf III steht oft im Kontakt mit allen Mineralgenerationen und es ist deshalb leicht, sein junges Alter abzulesen. Fig. 3e und Fig. 3f zeigen Korngrenzbeziehungen zur alten Plg-I-Generation, die das jüngere Alter von Kf III unterstreichen. Ähnlich liegen die Verhältnisse zwischen Kf III und Perthit (Kf II). Die Perthitspindeln werden vom Kf II abgeschnitten (Fig. 4c), und also trägt der perthitische Kalifeldspatwirt mit Recht seine Bezeichnung Kf II.

Wie Kf III ist auch Plg II ziemlich einschlussfrei und weist neben polygonalen Formen auch Anfänge von verzahnten Korngrenzlinien auf. Als starken Hinweis auf die Existenz einer Plg II-Generation betrachte ich Erscheinungen, wie sie in Fig. 4d dargestellt sind. Der randliche Kf I-Einschluss und sein Plg I-Wirtkristall bilden zusammen ein Reaktionsgefüge der Antiperthitphase. Die Relikte dieses Gefüges werden von einer Plg II-Sprossung abgeschnitten. Angenommen, der amöboide Kf I-Wurm sei eine junge Bildung, so ist nicht einzusehen, warum das Wachstum nur in Richtung auf das Plg I-Korn hin erfolgte. Deshalb deute ich Plg II als eine Neubildung.

Der Unterschied der polygonalen, konvexen Formen dieser Plg II-Neubildungen zu den gezackten und meist nach innen gewölbten Formen der Antiperthitgeneration kommt in Fig. 3e und in Fig. 3f gut zum Ausdruck, und man wird gerne das jüngere Alter der polygonalen Form bestätigen. Fig. 4e betont den aggressiven Charakter von Plg II, indem die Perthitspindeln scharf abgeschnitten werden.

Ein fortgeschrittenes, aber eher seltenes Stadium dieser Plg II-Sprossung stellt Fig. 4f dar. Ähnlich seltene Verdrängungsformen entstehen nicht nur an der Grenzfläche Plg II-Kf II, sondern z. T. auch am Kontakt Plg II mit Kf III. Das ist der Grund, warum ein Teil der Plg II-Generation etwas jünger sein muss als Kf III.

Fig. 4g bietet eine Gesamtansicht über die Nachbarschaftsbeziehungen fast aller bisher besprochenen Kristallisationsphasen. Sehr gut sind die grundlegend verschiedenen Kornformen der drei Mineralgenerationen zu erkennen: verzahnte, amöboide Kornumrisse der Antiperthitphase, Mosaikstruktur der Kf III-Plg II-Phase. Der Perthit zeigt eine intermediäre Kornform (siehe auch S. 233).

Die Klassierung der hier behandelten Kalifeldspäte stützt sich hauptsächlich auf die verschiedenartige Morphologie. Mikroklin ist in allen drei Kalifeldspatphasen vertreten, in Kf I allerdings nur ganz selten.

Myrmekitbildung

Myrmekitische Verwachsungen sind in allen Gneissen der Valle Isorno vertreten und homogen über das ganze Gebiet verteilt. Über die genetische Frage, die DRESCHER-KADEN (1948) sehr eingehend u. a. am Bergeller Granit behandelte, soll hier nicht diskutiert werden, zumal in der näheren Nachbarschaft der Valle Isorno seit DRESCHER-KADEN mehrere Myrmekitstudien durchgeführt worden sind, so von KERN (1947), PARASKEVOPOULOS (1953), KNUP (1958) und MILNES (1964). Nur in einem Punkt stimmen die Ansichten aller Autoren überein: Die Gegenwart von Plagioklas und Kalifeldspat im Gestein ist eine Voraussetzung für die Bildung von Myrmekit. Das bedeutet aber nicht, dass der Myrmekit ausschliesslich an die Korngrenzen Plagioklas/Kalifeldspat gebunden sein muss, obwohl nach den Verhältnissen in der Valle Isorno diese Erscheinung die weitaus häufigste ist.

Nach der Beschreibung der verschiedenen Plagioklas- und Kalifeldspatgenerationen ist es nun interessant zu erfahren, wann die Myrmekitbildung einsetzte. Wie Fig. 3b zeigt, und wie schon erwähnt, bilden sich myrmekitische Verwachsungen zwischen Plg I und Kf I nur ganz selten, häufiger jedoch in den peripheren Plg I-Randbezirken am Kontakt zum perthitischen Kf II (Fig. 5a) und ebenso zu Körnern der Kf III-Generation. Zur bekannten Zapfen- oder Warzenform entwickelt sich der Myrmekit auch in den Korngrenzbereichen von Plg II zu Kf II und Kf III; d. h. an allen Plagioklas-Kalifeldspat-Korngrenzen, gleichgültig aus welcher Generation der Kalifeldspat bzw. Plagioklas stammt, können lokal Myrmekitbildungen einsetzen. Ob jedoch zeitlich verschiedene Myrmekitisierungsphasen stattgefunden haben, vermag die mikroskopische Untersuchung nur in einem Fall mit einiger Sicherheit zu entscheiden, und zwar dort, wo Myrmekit und Perthit gemeinsame Korngrenzen

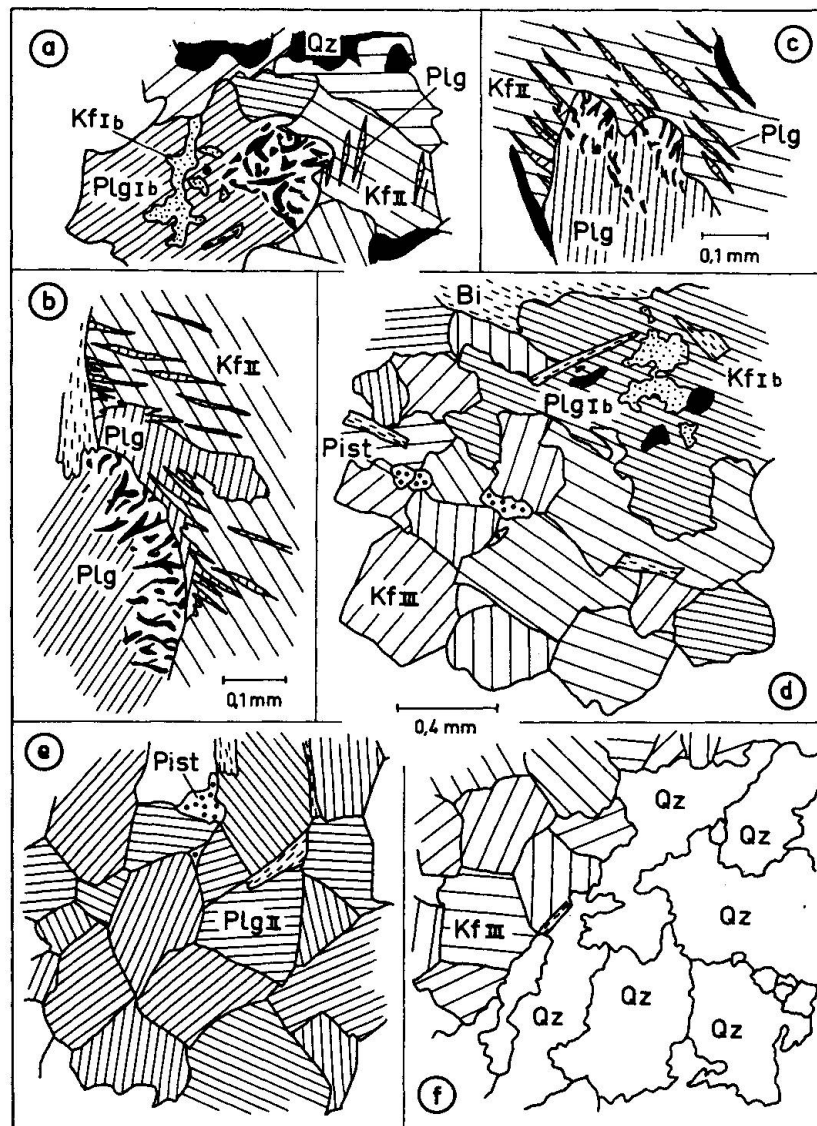


Fig. 5.

- a) Myrmekitischer Antiperthit verdrängt Perthit; Myrmekit ist jünger als Perthit.
 b) Die perthitische Spindelmasse benutzt den Randbereich zwischen Kalifeldspat II und Myrmekit zu ihrer Ausbreitung; d. h. Spindelperthit ist jünger als Myrmekit.
 c) Myrmekit schneidet perthitische Spindeln scharf ab; d. h. Myrmekit ist jünger als Spindelperthit.
 d) e) f) Kornformen (siehe auch Fig. 4).

Antiperthit: amöboid.

Kalifeldspat III, Plagioklas II oft voneinander getrennt in monomineralischer Anhäufung:

polygonal, pflasterstrukturartig.

Quarz in monomineralischer Anhäufung:

gezackt und eng verzahnt.

aufweisen: Zwei grundlegend verschiedene Verwachsungsformen bieten sich im mikroskopischen Bild der Fig. 5b und Fig. 5c.

In Fig. 5b erscheinen die Perthitspindeln an der Grenzfläche zum Myrmekit angehäuft, d. h. sie gehen von den Korngrenzflächen Plagioklas/Kalifeldspat aus. Die Grenzlinie ist überall gleich scharf, sowohl zwischen Myrmekit und Perthitspindelmasse wie auch zwischen Myrmekit und dem spindelfreien Kalifeldspatmutterkorn; d. h. die Perthitbildung ist nach der Myrmekitisierung erfolgt.

Umgekehrt liegen die Verhältnisse, wie sie in Fig. 5c dargestellt werden. Das Myrmekitgeschwür schneidet die Plagioklasspindeln eines Perthits scharf ab, und es liegt nahe, den Myrmekit als jüngere Bildung zu betrachten, die sich auf Kosten des Perthits ausdehnt.

So kann man also zwischen einer prä- und einer postperthitischen Myrmekitisierung unterscheiden, allerdings nur, wenn sich Perthit und Myrmekit berühren. In den andern Fällen bleiben beide Möglichkeiten offen. Wie schon eingangs betont wurde, ist Myrmekit immer an die Gegenwart von Plagioklas und Kalifeldspat gebunden, d. h. die Myrmekitwarzenbildung zwischen den jungen Kf III- und Plg II-Körnern kann erst nach oder während der Kristallisation dieser beiden Generationen begonnen haben. Und das bedeutet, dass zumindest eine Myrmekitisierungsphase sicher in den letzten Akt der Kristallisation hineingehört.

Haarrisse

Ganz am Ende der bisher beschriebenen Kristallisationsvorgänge beginnt die Quarzausscheidung in Zwickeln und eng verzahnten Kornaggregaten (Fig. 5f). Dann folgt eine leichte Bewegungsphase, in deren Verlauf sich feinste Risse bilden, die regellos das Gestein durchziehen und regionale Verbreitung finden, d. h. auch in anderen Gesteinssorten auftreten, z. B. in den Amphiboliten (s. S. 266). Die Füllung der Äderchen in den Gneissen besteht aus Kalifeldspat und stammt aus der teilweise remobilisierten Kalifeldspatsubstanz des Gesteins (s. Fig. 6a). Den Beweis für die nur partielle Wiederauflösung des Kalifeldspats erblicke ich z. B. in Fig. 6b, wo ein Kalifeldspatkorn gangartig von dem Mobilisat durchschlagen wird.

Der Quarz steht in wechselnder Beziehung zu den Rissbildungen, und deshalb ist es möglich, die Quarzkristallisation zeitlich zu gliedern. Einerseits wird der Quarz von den Haarrissen durchschlagen, wie in Fig. 6b und auch in der Mehrheit aller Vorkommen, d. h. er ist älter als die Rissbildung. Andererseits enden die Risse manchmal an einer Quarz-

korngrenze und setzen erst hinter dem Korn erneut wieder ein (Fig. 6c; Fig. 6d); d. h. solche Quarzkörner sind jünger als die Rissbildung.

Ich nehme jedoch an, dass die Kristallisation von Quarz einen einheitlichen Vorgang darstellt, der lediglich durch die Haarrissbildung zeitlich gegliedert werden kann.

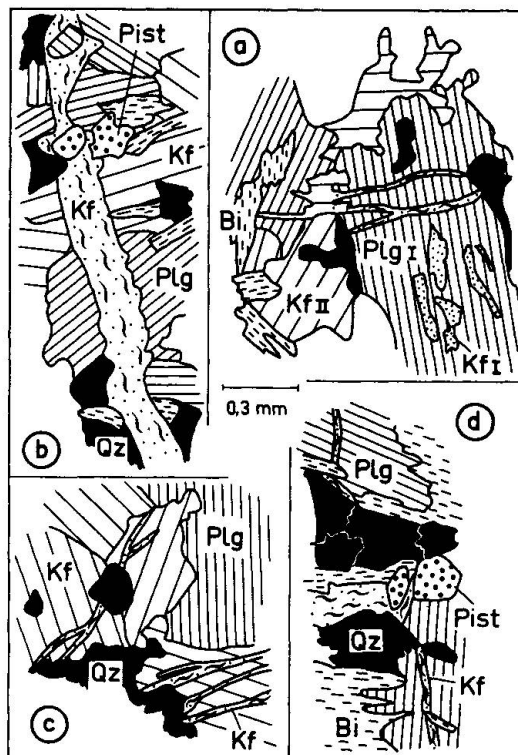


Fig. 6. Ausfüllung junger Haarrisse mit remobilisiertem Kalifeldspatmaterial.

- a) Remobilisierter Kalifeldspat durchdringt aderartig einen Antiperthit.
 b) (unten) Quarz ist älter als Ader.
 c) d) Quarz ist jünger als Ader.

Chlorit

Zwei Modifikationen wurden beobachtet:

Chlorit I

Pleochroismus: schwach grünlich bis deutlich grün.
 maximale Doppelbrechung: anomal schmutzig oliv 1. Ordnung.
 Elongation: negativ.

Chlorit II

Pleochroismus: schwach beige bis kräftig grün.
 maximale Doppelbrechung: anomal grau-blau bis grau-violett 1. Ordnung.
 Elongation: positiv.

Beide Chlorite können auf Grund ihrer optischen Eigenschaften als Pennin bezeichnet werden.

Chlorit I, der typische Chlorit der tonerdereichen Gesteine ist hier nur ganz selten anzutreffen, während Chlorit II ausgesprochen charakteristisch ist für die Gneisse der Valle Isorno.

Chlorit ist eine Spätbildung, die sich in den granitoiden Gesteinen meistens aus dem Biotit entwickelt. Die Umwandlung beginnt am Kornrand und dringt gegen das Innere vor, so dass in einigen, allerdings wenigen Fällen nur noch Biotitrelikte als Kern in einer Chloritgrundmasse erhalten sind. Das sind jedoch Ausnahmefälle, denn meistens erfasst die Chloritisierung nur einen kleinen Bruchteil der vorhandenen Biotite und konzentriert sich besonders auf junge Bewegungszonen, die das Gestein kataklastisch umgeformt haben.

Das feinkörnige, rekristallisierte Mineralgewebe ist dann stark von Chlorit durchsetzt. Die Chloritblättchen liegen dabei in der Richtung der Bewegungszone, d. h. oft schief zur s-Fläche.

Strukturen

Wie z. T. schon erwähnt, weisen die verschiedenen Kristallgenerationen jeweils typische Verwachsungsstrukturen auf. Die Antiperthite sind inselartig verstreut, und nur ganz selten berühren sich zwei Vertreter dieser alten Kristallisation. Die Umrissformen der Plg I-Wirtkristalle erscheinen meist nach innen gewölbt oder amöboid und mit den umgebenden Mineralen verzahnt (Fig. 5d).

Die Perthit-Generation (Kf II) bildet in grossen Körnern den Hauptbestandteil der Augen; sie tritt aber auch bisweilen im Mosaikgefüge der Grundmasse auf.

Dieses Mosaikgefüge entwickelt sich vor allem im Rahmen der Hauptkristallisation, d. h. bei der Bildung von Plg II und Kf III. Eine weit verbreitete Eigentümlichkeit ist dabei das getrennte Auftreten von Plg II und Kf III in plattenartigen und linsigen monomikten Ansammlungen von mehr oder weniger geradlinig begrenzten Körnern (siehe Fig. 5e und u. a. Fig. 5d und Fig. 5f).

Ähnlich verhält sich der Quarz, der ausser in Zwickeln ebenfalls häufig in monomineralischen Lagen und Linsen auftritt. Der Unterschied liegt jedoch in der Art der Verwachsung, wie Fig. 5f zeigt. Die Korngrenzlinien der Quarze sind amöboid, gezackt und erwecken in manchen extremen Fällen den Eindruck eines Implikationsgefüges, das sich scharf abhebt vom Mosaikgefüge der Kf III- und Plg II-Generation.

2. Tonerde- und kieselssäurereiche Gesteine

Wie schon erwähnt, bilden feinkörnige, dunkle Plagioklasgneisse, Quarzitgneisse und Glimmerschiefer (siehe auch Legende der Petrographischen Karte) die Hauptmasse der Isorno-Serie. Aber auch alle andern geologischen Einheiten enthalten öfters diesen oder jenen Paragesteinstypus in dünnen Lagen und Bänken, häufig im Verein mit Karbonatgesteinszügen. Die in der Legende der Petrographischen Karte angeführten Paragesteinsvarietäten sind meist durch graduelle Übergänge im m- bis 10 m-Bereich miteinander verbunden.

Die mineralogische Zusammensetzung ändert stark je nachdem, ob das Gestein einem gneissähnlichen Typus, einem Karbonatgestein oder einem Amphibolit nahesteht. Abgesehen von diesen Extremfällen lässt sich folgendes über die Verteilung der Mineralien aussagen:

Seltene Akzessorien sind:

Zirkon, Klinozoisit, Pistazit, Orthit, Calcit, Skapolit, Amphibol, Kalifeldspat.

Häufige Akzessorien sind:

Rutil, Titanit, Erz, Hämatit, Apatit, Turmalin, Chlorit, Disthen, Staurolith, Granat.

Davon können Staurolith und Granat manchmal die 5%-Grenze erreichen, also sich zu Nebengemengteilen entwickeln. Bisweilen tritt auch Kalifeldspat in dieser Gruppe auf und wird in seltenen Fällen sogar zum Hauptgemengteil.

Hauptgemengteile sind:

Muskowit, Biotit, Plagioklas, Quarz.

Granat-Staurolith

Beide Minerale kommen jeweils in zwei verschiedenen Generationen vor.

Staurolith I und Granat I entsprechen einer frühen, synkinematischen Kristallisation. Das äussert sich in der s-förmigen Internstruktur, welche am Rande der Porphyroblasten in das Planargefüge der Grundmasse übergeht. Die S-Form der aneinandergereihten Glimmer- und Quarzeinschlüsse, die hauptsächlich in Granaten, hie und da aber auch in Staurolithporphyroblasten auftritt, entwickelt sich in manchen grösseren Granatindividuen sogar zu einer Doppel-S-Form. D. h. die Einschluss-

kristalle sind schlangenartig in mehreren Windungen hintereinander angeordnet. Auch Spiegel-S-Formen treten zusammen mit S-Formen in ein und demselben Dünnschliff auf. Diese Beobachtung veranlasst mich zu einer Bemerkung über den Ablauf der parakristallinen Bewegung, wie sie für die Valle Isorno angenommen werden muss. Die Drehung des Porphyroblasten wird verursacht durch Differentialbewegungen im Gestein. Dieser Vorgang (siehe Fig. 7) kann gedanklich zerlegt werden in zwei Systeme von Gleitlamellen mit entgegengesetztem Verschiebungssinn, die sich vielfach wiederholen. In beiden Systemen variiert der Betrag der Teilbewegung.

Für die Form der Internstruktur eines „gedrehten“ Porphyroblasten ist es nun entscheidend, in welcher Zone der Kristall zu wachsen beginnt. Im einen Fall entsteht eine S-Form, im andern Fall eine Spiegel-S-Form. Wächst der Porphyroblast genau auf der Grenzlinie, oder überschreitet sein Volumen die Grenze seiner ursprünglichen Zone, dann entsteht die

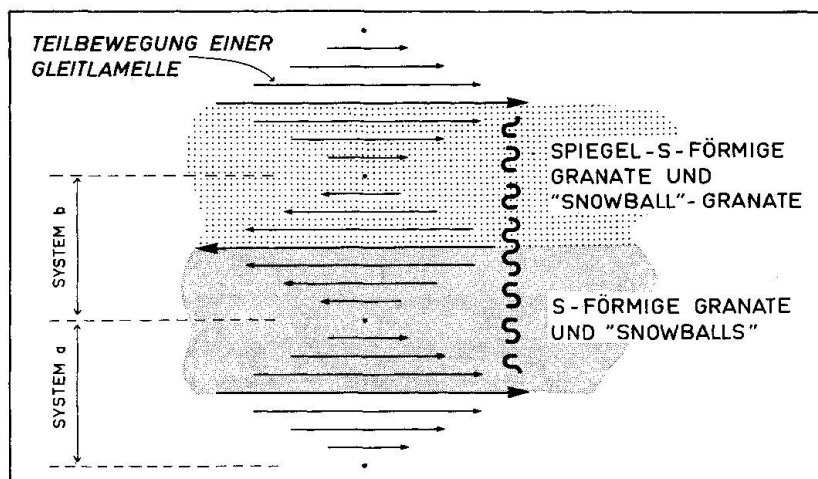


Fig. 7. Schematische Darstellung und Interpretation eines Dünnschliffbildes von Glimmerschiefer mit gedrehtem Granat (Schliffebene gleich ac-Schnitt).

Doppel-S-Form, eine Folge von gewundenen, hintereinander angeordneten Spiegel-S- und S-Formen. Das ist in den Granatglimmerschiefern der Valle Isorno häufig verwirklicht und eignet sich gut zum Abschätzen der Dicke eines im gleichen Richtungssinn bewegten Systems. Diese Dicke unterschreitet nie die 2-mm-Grenze, erreicht aber oft Werte, welche über die Abmessungen des Dünnschliffs hinausgehen und also mit der hier angewandten Methode nicht erfasst werden können.

BECKE u. a. haben durch Addition der oben erwähnten Teilbewegungen theoretisch Überschiebungsbeträge berechnet. Das ist jedoch in der

Valle Isorno nicht möglich, da die Teilbewegungen nicht einer einheitlichen Richtung folgen, sondern entgegengesetzt sind, wie Fig. 7 zeigt.

Es sei noch darauf hingewiesen, dass das zum Beweis der synkinematischen Kristallisation angeführte Argument nicht gegen eine postkinematische Kristallisation spricht. Die Existenz jedoch einer zweiten, sicher postkinematischen Generation Granat II und Staurolith II ist ein Beleg für eine etappenweise, mehrphasige Entwicklung und gleichzeitig ein Hinweis auf die möglicherweise synkinematische Kristallisation von Generation I.

Staurolith II und Granat II unterscheiden sich durch ihre Reinheit und durch die vorwiegend geradlinige Kornbegrenzung scharf von ihren Artgenossen der Generation I. Einzelne Körner vermögen hypidiomorphe Formen zu entwickeln, besonders der Staurolith II, der etwas jünger ist, weil er oft Granat II als Einschluss enthält. Staurolith II bildet nie Einschlüsse in Granat II.

Chlorit

Dieses Mineral ist ein häufig auftretender akzessorischer Gemengteil. Man unterscheidet drei Modifikationen.

Chlorit a

Pleochroismus:	farblos bis schwach grünlich.
maximale Doppelbrechung:	normal grau-weiss 1. Ordnung.
Elongation:	negativ.
besonderes Merkmal:	polysynthetisch verzwilligt.

Chlorit b

Pleochroismus:	schwach grünlich bis deutlich grün.
maximale Doppelbrechung:	anomal grau, schmutzig oliv 1. Ordnung.
Elongation:	negativ.

Chlorit c

Pleochroismus:	schwach beige grünlich bis kräftig grün.
maximale Doppelbrechung:	anomal grau-blau bis grau-violett 1. Ordnung.
Elongation:	positiv.

Chlorit a ist ausserordentlich selten. Wegen der verhältnismässig hohen Doppelbrechung und der polysynthetischen Verzwilligung handelt es sich wahrscheinlich um Klinochlor. Die schiefe Auslöschung konnte nicht festgestellt werden.

Die tonerde- und kieselsäurereichen Gesteine sind ein Tummelplatz für den Chlorit b, der hier seine grösste Verbreitung findet. Er ist ein

Umwandlungsprodukt von Biotit, Granat und Staurolith, kommt aber auch in selbständigen Individuen vor.

Mit zunehmendem Gneisscharakter gewinnt auch Chlorit e an Bedeutung. Wie schon erwähnt, ist er der Hauptvertreter der Chlorite in den granitoiden Gesteinen.

Erz-Hämatit

Das Erz besteht zu gleichen Teilen aus Pyrit und einer schwarzen opaken Substanz. Der Hämatit tritt mengenmässig zurück. Wo er jedoch auftritt, ist er stets randlich an den Pyrit gebunden. Es handelt sich also sicher um ein Zerfallsprodukt von Pyrit. In der Pyrit-Hämatit-Vergesellschaftung ist auch die schwarze, opake Substanz sehr oft vertreten, d. h. sie muss in einem Zusammenhang mit der Pyrit-Hämatit-Reaktion stehen, vielleicht als Zwischen- oder Nebenprodukt. Die Schliffbilder geben darüber keinen klaren Aufschluss. Immerhin wurde um den Pyrit herum öfters eine konzentrische Anordnung von schwarzer Substanz und Hämatit beobachtet, was für die Umwandlung Pyrit \rightarrow schwarze, opake Substanz \rightarrow Hämatit spricht. Dasselbe gilt auch für die granitoiden Gesteine.

DIE ALTERSFRAGE

Die scheinbar willkürliche Einteilung in präalpine und alpine Kristallisation mag den Leser bisher verwundert haben. Nachdem nun die Kristallisationsvorgänge und ihre zeitliche Folge beschrieben worden sind, scheint mir die Voraussetzung geschaffen, die Begründung für diese Einteilung zu geben.

Es wurde absichtlich mehrfach festgestellt, dass die Vorstufe der Anthiperthitphase (die Kf-Verdrängung durch den Plg), die Antiperthitphase und die Bildung des invers zonaren Plagioklases in allen Gneissen des Arbeitsgebietes auftreten, nur nicht in den Gneisslamellen der Isorno-Serie. Die Ausnahmestellung dieser lithologisch mit allen andern Gneissen (Antigorio, M. Leone, Pioda di Crana) völlig identischen Gesteinszüge tritt geradezu herausfordernd zutage.

Die Unterschiede in der Antiperthitkristallisation ermöglichen es nun, zwei vorderhand völlig verschiedene Fragen miteinander zu koppeln.

Erste Frage: gibt es Relikte einer präalpinen Kristallisation? Zweite Frage: sind der Augengneiss und die übrigen Gneisslamellen der Isorno-Serie Schuppen aus den umgebenden grossen Gneissmassen? Oder han-

delt es sich um Arkosen und sandige Glieder des Isorno-Sedimentationszyklus? Ist dieser Zyklus mesozoisch?

Die Beantwortung der einen Frage bedeutet gleichzeitig die Lösung der anderen:

Hinweis auf die Existenz präalpiner Kristallisationsrelikte und auf das jungpaläozoische bzw. mesozoische Alter der Gneisslamellen der Isorno-Serie

Wie aus den Abschnitten über die Kristallisation hervorgeht, sind die Antiperthite im allgemeinen, d. h. auch der zonare Plagioklas, ein Endprodukt der Kalifeldspatverdrängung und verkörpern die ältesten, im Mikroskop erkennbaren Erscheinungen in der Kristallisationsgeschichte der Gneisse der Valle Isorno.

Sowohl Antiperthit wie auch invers zonarer Plagioklas (Plg Ic) fehlen jedoch in den Gneissen der Isorno-Serie, was aus Fig. 2 klar hervorgeht. Diese Gneisse werden erst nach den Antiperthitphasen s. l. in den jüngeren Kristallisationszyklus miteinbezogen, welcher durch Neubildungen von Kalifeldspat und Plagioklas, durch Perthit und Myrmekit gekennzeichnet ist. Diese Tatsachen geben Anlass zu folgenden Vorstellungen:

Angenommen der Antiperthit, dieses älteste Reaktionsgefüge, stamme beispielsweise aus der frühesten, alpinen, uns im Dünnschliff reliktsch erhaltenen Kristallisationsphase. Dann muss man sich doch fragen, warum ausgerechnet die Gneisse der Isorno-Serie auf über 10 km Länge von dieser Kristallisation verschont, aber die unmittelbar umhüllenden Gneissmassen der Pioda di Crana und der M. Leone davon erfasst worden sind.

Ein Zusammenschub nach der „alpinen“ Antiperthitphase, wodurch die Gneisslamellen aus einem von dieser Kristallisation unberührten Raum an ihren heutigen Ort gelangt sein können, steht wohl ebenfalls ausserhalb jeder Diskussion, weil weder im Feld noch im Dünnschliff Anhaltspunkte dafür entdeckt werden konnten.

Ich deute diesen Sachverhalt folgendermassen: Die älteste, in den Dünnschliffen der Gneisse der Pioda di Crana, der M. Leone und der Antigorio feststellbare Kristallisationsphase gehört in eine voralpine Orogenese.

Alle Gneisse ausser den Isorno-Serie-Gneisslamellen zeigen mehr oder weniger konstant diese voralpinen Relikte: Sie haben antiperthitischen und invers zonaren Plagioklas.

Ein Gneiss aber, der in einer solchen Umgebung ganz konstant diese Merkmale nicht aufweist und offensichtlich erst später in den allgemeinen

Kristallisationszyklus miteinbezogen wird, muss entweder permisches oder mesozoisches Alter haben, d. h. die Gneisslamellen der Isorno-Serie müssen jungpaläozoische oder mesozoische Sedimente gewesen sein.

Über das Alter der tonerde- und kieselsäurereichen Gesteine

Im Unterschied zu den granitoiden Gesteinen sind bei den Al- und Si-reichen Gesteinen die meisten Etappen der Entwicklungsgeschichte von den jüngsten alpinen Kristallisationsphasen überprägt worden. Dies gilt nicht nur für die innerhalb der Isorno-Serie eng an die Gneisslamellen gebundenen Schiefer und Schiefergneisse, sondern auch für alle Al- und Si-reichen Gesteine, die beispielsweise in den grossen Gneissmassen der Pioda di Crana oder der M. Leone sporadisch auftreten.

Das Fehlen von reliktschen Strukturen (z. B. Antiperthit) in den granitoiden Gesteinen der Isorno-Serie ist der Grund, warum diese Gesteine einem permisch-mesozoischen Sedimentationszyklus unterstellt werden (siehe auch Regionale Verteilung S. 214). Es ist nun klar, dass dieses gleiche Argument nicht bedingungslos auch auf die Al- und Si-reichen Gesteine angewendet werden darf. Diese besitzen eine andere chemische Zusammensetzung, und also werden sie bei bestimmten Kristallisationsbedingungen auch anders reagieren als die Gneisse. So betrachte ich das nur ganz seltene Auftreten oder das Fehlen von Antiperthit und anderen Relikten in den Al- und Si-reichen Gesteinen nicht etwa als Beweis für das mesozoische Alter dieser Gesteine, sondern nur als einen Hinweis auf die grosse Bereitschaft, bei Druck-Temperatur-Schwankungen durch fast vollständige Umkristallisation zu reagieren. D. h. bei aller Wahrscheinlichkeit, dass die Schiefer und Schiefergneisse der Isorno-Serie — wegen ihrer engen Beziehung zu den Gneisslamellen (siehe S. 238 mesozoisches Alter der Isorno-Serie-Gneisslamellen) und zu den bündnerschieferähnlichen Gesteinen der Karbonatgestein-s.l.-Gruppe (siehe S. 245) und wegen ihres vermutlichen Zusammenhangs mit der Veglia-Mulde (siehe S. 299) — permisch-mesozoische Gesteine sind, gibt es keinen zwingenden Grund, auch für alle übrigen Al- und Si-reichen Gesteine z. B. der Pioda di Crana- oder der M. Leone-Masse das gleiche Alter anzunehmen.

Das Fehlen von Antiperthit und invers zonarem Plagioklas gilt freilich nur bei den granitoiden Gesteinen der Isorno-Serie aus den oben erwähnten Gründen als Argument für das permo-mesozoische Alter des Ausgangsmaterials; denn es gibt sicher auch alpin gebildete invers zonare Plagioklase und Antiperthite, z. B. in vielen Bündnerschiefern und auch

in alpin völlig umkristallisierten Gneissen. In den granitoiden Gesteinen meines Untersuchungsgebietes deute ich jedoch alle diese Erscheinungen als Relikte einer voralpinen Kristallisation (oder ganz vorsichtig ausgedrückt, als Relikte einer vorkinematischen Kristallisation).

3. Metamorphe Karbonatgesteine und ihre Begleitgesteine

Ihrer Bedeutung Rechnung tragend, wurde diese wichtige Gesteinsgruppe in der Petrographischen Karte mit einem schwarzen Grundton belegt und in vier Untergruppen eingeteilt. Die ersten beiden bezeichnen klar abgrenzbare Einheiten:

- a) Rauwacke
- b) Brekziöser Marmor

In der folgenden Untergruppe, die ich der Übersicht halber

- c) Karbonatgesteine s.l. (s. S. 245)

nennen möchte, werden verschiedene petrographische Typen zusammengefasst, nämlich:

Marmore und Karbonatglimmerschiefer, begleitet von Glimmerschiefern (\pm Granat), Zweiglimmer-Plagioklas-Schiefergneissen, Quarzitgneissen, Zweiglimmer-Kalifeldspat-Plagioklasgneissen und Amphiboliten.

Die oft enge Wechsellagerung macht aus darstellungstechnischen Gründen eine relativ willkürliche Einteilung unumgänglich. Immerhin wurde dabei doch noch das Prinzip abnehmenden Karbonatgehalts gewahrt, wie es durch die Pfeile in der Legende dargestellt ist.

Die letzte Untergruppe

- d) amphibolitreiche Gruppe

ist eine an Amphibolit und fein- bis mittelkörnigem Zweiglimmer-Kalifeldspat-Plagioklasgneiss sehr reiche Karbonatgesteinszone.

VORKOMMEN

Ausgehend von den Querprofilen der Tafel I sollen im folgenden der Verlauf und die Verbreitung der Karbonatgesteine kurz skizziert werden.

Antigorio-Gneissmasse und Forno-Zone

Mindestens zwei Karbonatgesteinszonen beleben die eintönigen Gneisse im äussersten Dach der Antigorio-Gneissmasse. Zwischen Pizzo del Forno

und Monte Larone stechen beide mit etwa 30° E-Fallen in die obersten E Talhänge der Valle Antigorio ein, und nur dem einen Karbonatgesteinszug gelingt es, die Wasserscheide zum Isornotal zwischen Alpe Loccia und Alpe Colmine für einen Augenblick zu überschreiten, um aber S-wärts gleich wieder in der Larone-W-Flanke zu verschwinden. Ähnlich ergeht es den anderen Karbonatgesteinsgliedern der Forno-Zone. Ihre höhere tektonische Stellung allerdings erlaubt ihnen, durch Intersektion im Kar von Lago Matogno und im Kessel von Colmine und Agarina recht tief nach E vorzudringen, um knapp S von M. Larone ebenso wieder in die E Antigoriotalhänge zurückzukehren. Die Forno-Zone, deren Hauptmasse aus Karbonatgestein gebildet wird, folgt dann südwärts den sanften Alpböden von Piazzeno, Grignasca und Alaqua und tritt bei Veglio reduziert und in etwas modifizierter Form noch einmal in das Kartierungsgebiet ein.

„Lebendun-Zug“ und Monte Leone-Gneisszone

In diesen beiden relativ homogenen Gneissmassen tritt Karbonatgestein nur selten auf. Im Raum von Montecrestese liegt, ausser zwei kleinen Vorkommen bei Marcio und bei Giosio, die wichtige Marmorzone von Montecrestese; rauhwackeähnliches Gestein ist SE Alpe Coloro in den steil zum Rio Fenecchio abfallenden Leone-Gneissplatten eingeschaltet, sehr nahe dem Kontakt zur Isorno-Serie; weiter im N, bei Alpe Piedelpiaggio, am Fusse der steil zum Cima d'Agaro aufragenden Felswand liegt ein Karbonatgestein, dessen N Fortsetzung ob Alpe Agarina über Alpe Cavaungia zur Capella della Croce hinaufzieht; schliesslich gibt es noch einige Vorkommen im Oberlauf des Noccatales, NE Alpe Nocca und S Alpe Fiesco.

Isorno-Serie

Hier tritt ein charakteristisches Merkmal der gesamten Tessiner Karbonatgesteine auf verhältnismässig kleinem Raum sehr eindrucklich in Erscheinung: Die im N oft mächtigen und zahlreichen Karbonatgesteinszüge werden gegen S dünner und verschwinden oft ganz.

Der liegende Schenkel der Isorno-Serie, der von Capella della Croce über Pizzo Cortefreddo nach N zieht und N Lago Matogno den Grenzgrat zur Valle Cravairola überquert, besteht hier zur Hälfte aus einer einzigen Karbonatgesteinsmasse von maximal 200 m Mächtigkeit, ein Betrag, der im hangenden Schenkel der Isorno-Serie, auch im N, nie erreicht wird.

Zwischen Passo Forcola und Lago Gelato enthält der hangende

Schenkel der Isorno-Serie drei Karbonatgesteinszonen (Tafel I, Profil a – a); S davon, im Agrasina-Bachprofil, E Merlatta sind es sogar deren fünf. Dann aber weiter gegen S nimmt ihre Zahl und Mächtigkeit rasch ab, und ganz im S, ca. 50 m E über der Centrale Pontetto, liegt in Amphibolit eingebettet noch eine kleine, 1 m mächtige Karbonatgesteinslinse, der letzte Rest einer im N so verbreiteten Gesteinsgruppe. Besonders in den gut aufgeschlossenen N Teilen des Untersuchungsgebietes bildet diese Gruppe oft km-weit zusammenhängende Systeme. Diese können ausdünnen und später im gleichen oder aber auch in einem anderen Niveau wieder einsetzen. Sehr beständig ist in dieser Hinsicht das Basis-Karbonatgestein der Isorno-Serie, welches überall, wo der Kontakt mit der Leone-Gneissmasse aufgeschlossen ist, das trennende Glied bildet.

Zone von Lago Gelato und Pioda di Crana-Gneisszone

Ähnlich wie im W, im Dach der Antigorio-Gneissmasse, liegen die Verhältnisse auch im E in der Basis der Pioda di Crana-Gneisszone, wo mehrere Karbonatgesteinszüge die Gneisse schuppenartig zerlegen. Auch hier wird die Verbreitung dieser Züge gegen S immer spärlicher. Der letzte Rest wurde E Alpe Col, im Rio Mondei, festgestellt.

a) DIE RAUHWACKE

Dieses z. T. bräunlich anwitternde, gelblich weisse, poröse Gestein zeigt meist Paralleltexur. Nur in einem Falle und in geringer Menge fein auf einer Schichtfläche verteilt, konnte Gips beobachtet werden. Die lagige Anordnung von hellem Glimmer erzeugt die Schichtflächen. Zellenbau ist nicht vorhanden.

Insgesamt handelt es sich um sechs Vorkommen, von denen je zwei wahrscheinlich demselben tektonischen Niveau angehören.

Die beiden ersten liegen an der Basis der Isorno-Serie und sind ein Bestandteil des Karbonatgesteinszuges, der vom Passo Forcola über Alpe Mattignale nach Merlatta hinunterzieht. Die rauwackeverdächtigen, 1 m mächtigen Aufschlüsse befinden sich E Passo Forcola und etwas S davon bei Alpe Fiesco Dentro. Sie wurden auf der Petrographischen Karte nicht ausgeschieden, weil ihr marmorähnliches Aussehen eine Einordnung in die Gruppe der Rauhwacken nicht ohne weiteres zulässt. Immerhin hat sie H. PREISWERK (1908) als solche kartiert. Auch in der Porosität unterscheiden sie sich von den übrigen Karbonatgesteinen.

Die nächsten beiden Vorkommen liegen NE Alpe Nocca und SSE Alpe Coloro, d. h. im Dach der Leone-Gneissmasse.

Den erstgenannten Aufschluss möchte ich ebenfalls nur mit Vorbehalt einer Rauhwanke zuordnen, hingegen scheint mir das Vorkommen in den steilen Leonegneiss-Plattenschüssen SSE Alpe Coloro zweifellos eine Rauhwanke zu sein, wenn auch stark durchbewegt und verschiefert. Zwei je 30 cm dicke Rauhwankebänke sind durch eine ebenso mächtige Quarzitegneissbank voneinander getrennt. Die Rauhwanke ist gelb und trotz der Verschieferung porös (bis stecknadelkopfgrosse Poren). Auf den s-Flächen wächst samtglänzender, heller Glimmer.

Die beiden letzten Vorkommen sind die am eindeutigsten identifizierbaren Rauhwankefunde und liegen in der Forno-Zone am Weg zwischen Alpe Colmine und Alpe Ucelli und am Weg zwischen Alpe Loccia und Capella della Croce. Beide befinden sich zweifellos im gleichen Niveau wie die von PREISWERK (1908) im W-Abhang des M. Larone festgestellte Rauhwanke. Löchrig braune Verwitterung, gelber Bruch, z. T. sandig beim Anföhlen, fast massige Struktur, z. T. auch Dolomit enthaltend, das sind die Kennzeichen dieses Gesteins, das hier jeweils ein 1 m mächtiges Glied einer grösseren Karbonatgesteinszone darstellt.

Zur Genese

Genetische Überlegungen erhalten einen besonderen Aspekt, wenn man von der Tatsache ausgeht, dass der Gips in den oben beschriebenen Fällen praktisch völlig fehlt.

Für W. BRÜCKNER (1941) bildet ein Dolomit-Anhydrit-Gestein das Ausgangsmaterial der Rauhwanke. Im Bereich des Grundwassers erfolgt zuerst die Umwandlung von Anhydrit in Gips, dann setzt die Calcitisierung ein, welche sowohl den Gips wie auch den Dolomit erfasst. Die Rauhwanke ist also eine rezente, oberflächennahe Bildung. Die gips- und dolomitarmen Vorkommen der Valle Isorno fügen sich gut in das Schema ein, wenn man die Calcitisierung als einen schon weit vorgeschrittenen Vorgang betrachtet.

Auch H. P. CORNELIUS (1925) und andere berichten über eine Möglichkeit der Rauhwankebildung. Als Ausgangsmaterial betrachten sie einen eng wechsellagernden Gips-Dolomit-Kalk-Komplex, der sich später durch Auslaugung von Gips, Verkittung der Überreste und durch erneute Auslaugung zur heutigen Erscheinung der Rauhwanke entwickelt. Die gipsarmen und gipsfreien Vorkommen sind dabei nur eine Modifikation, bei welcher die Auslaugung ganze Arbeit geleistet hat.

Für die hier zu besprechenden Rauhacken bieten sich also beide Möglichkeiten. Die Entscheidung, ob Brückner oder Cornelius, ist allerdings in diesem Zusammenhang von ungleich geringerem Interesse als vielmehr die Frage nach dem Ausgangsmaterial der betreffenden Rauhacken. Denn Anhydrit und Dolomit oder deren Umwandlungsprodukte Gips und Calcit als gesteinsbildende Minerale sind ein fast sicheres Zeichen für Trias. Demnach muss zumindest den Vorkommen von Colmine dieses Alter zugeschrieben werden.

Für die anderen Vorkommen bleibt diese Frage offen, nicht zuletzt wegen der guten Planarstruktur, welche immerhin jedoch der Corneliuschen „sekundären tektonischen Umformung“ zugeschrieben werden könnte. Allerdings scheint damit die Entwicklung abgebrochen worden zu sein, denn die Rauhacke enthält keine Bruchstücke aus den umgebenden Gesteinen; es kam also nicht zur Bildung einer mono- oder polymikten Brekzie.

Dies bleibt einem andern Gestein vorbehalten:

b) DER BREKZIÖSE MARMOR

Zwei dem gleichen tektonischen Niveau angehörende Aufschlüsse liegen in der Valle Feneccchio S und SE Alpe Coloro; ein dritter liegt in der SW Ecke des Untersuchungsgebietes, N Marcio.

Die Brekzienbildung ergreift in der Valle Feneccchio eine Marmorbank von 2 bis 3 m Mächtigkeit auf einer Länge von ca. 100 m. Der Kontakt zum benachbarten Glimmerschiefer ist nicht aufgeschlossen. Das Karbonatgestein, ein ursprünglich reiner, heller Marmor, ist netzartig wirr von gekrümmten, mit schwarzem Pigment ausgekleideten Bruchflächen zerhackt. Man unterscheidet alte, unzerstörte Marmorpartien und eine feinkristalline, dunkle karbonatische Grundmasse, deren quantitative Verteilung variiert: bald schwimmen intakte Marmorfetzen schollenartig in der mikrokristallinen Trümmermasse, bald werden noch unversehrte Marmorbereiche gangmylonitartig durchbrochen. Die Schollen sind eckig aber schwach kantengerundet und zeigen im allgemeinen keine bevorzugte Orientierung.

Bei Marcio überschreitet die brekziöse Zone selten eine Mächtigkeit von einigen dm, und immer ist sie im Liegenden und Hangenden von einem ungestörten, z. T. heteromorphen Karbonatgestein umgeben, ein Gestein, das in seiner calcitischen Grundmasse noch dolomitische Schmitzen enthält. Auch hier schwimmen eckige Calcit- und Dolomitschollen

in einer feinkörnigen, dunklen, mylonitischen Grundmasse, scheinen aber wenigstens z. T. etwas geregelt und manchmal linsenförmig gestreckt zu sein, namentlich parallel zur Grenzlinie, welche die brekziöse Zone vom unversehrten Gestein trennt; diese Grenzlinie ist gerade und scharf.

Zur Genese

Beide Vorkommen, in der Valle Fenecchio wie auch bei Marcio, haben unter anderem eine wichtige gemeinsame Eigenschaft: Die Brekzien sind monomikt oder genauer gesagt: die Bruchstücke stammen aus dem unmittelbar benachbarten Gestein. Diese Tatsachen und die oben beschriebenen strukturellen Eigenschaften sprechen für eine Brekzie tektonischer Entstehung. H. P. CORNELIUS hat 1927 einen wichtigen Beitrag zum Begriff der tektonischen Brekzie geliefert. Seine Beobachtungen stehen im Einklang mit den Erscheinungen in meinem Untersuchungsgebiet.

c) DAS KARBONATGESTEIN s. l.

Mit Ausnahme des „Brekziösen Marmors“, der „Rauhwacke“ und der „amphibolitreichen Gruppe“ fasse ich unter diesem Begriff alle Karbonatgesteine zusammen und alle damit verknüpften, eng wechselagernden Folgen von Marmor, Karbonatglimmerschiefer, Glimmerschiefer, Zweiglimmer-Plagioklas-Schiefergneiss, Quarzitgneiss, Zweiglimmer-Plagioklasgneiss und Amphibolit. Ein seriales Kennzeichen dieser Folgen ist die stete Wiederkehr karbonatreicher Bänke.

Ähnliche Serien werden im Simplongebiet, in Val Formazza und im Nordtessin als „Bündnerschiefer“ zusammengefasst, und zwar mit Fug und Recht, solange der Zusammenhang mit stratigraphisch wohlgegliederten und teils fossilführenden mesozoischen Trennzonen nachgewiesen werden kann (Bedretto, Piora, Scopi). Ich möchte jedoch den genetisch-stratigraphischen Begriff „Bündnerschiefer“ vermeiden, da sich erstens vor allem für die karbonatreichen Wechselfolgen der Isorno-Serie kein direkter Zusammenhang mit den sogenannten Stammulden nachweisen lässt, und da zweitens die karbonatführenden Zonen meines Arbeitsgebietes im Streichen und senkrecht dazu von karbonatfreien Glimmerschiefern, Amphiboliten und Gneissen abgelöst werden. Es wäre kritiklos, das Ausgangsmaterial der karbonatführenden Serien als mesozoisch, dasjenige der karbonatfreien begleitenden metamorphen Sedimente als paläozoisch zu betrachten, und ebenso unbegründet ist es, das Vorhandensein präpermischer Karbonathorizonte von vornherein auszuschliessen.

Die Auffassung, dass es sich bei den karbonatischen metamorphen Sedimenten meines Arbeitsgebietes um Ablagerungen der alpinen Geosynklinale handle, mag naheliegend sein, aber sie kann feldgeologisch weder bewiesen noch widerlegt werden. Die mikroskopische Untersuchung allerdings liefert gewichtige Hinweise auf das mesozoische Alter der Isorno-Serie (siehe S. 238).

Das einzige feldgeologisch zwingende Argument für die stratigraphische Einordnung der Karbonatgesteine s.l. — Fossilien oder wenigstens ein direkter Zusammenhang mit fossilführenden Schichten — fehlt in der Valle Isorno. Deshalb sollte man in solchen Zonen für die Karbonatgesteine und die damit assoziierten Gesteinstypen eine neutrale, deskriptive Bezeichnung wählen. Bündnerschiefer hat eine stratigraphisch-genetische Bedeutung, welche nicht unbedingt auf alle (aus lithologischen Gründen) „bündnerschieferverdächtigen“ Karbonatgesteine des Isorno-Gebietes zutreffen muss.

Es tritt allerdings noch eine weitere Schwierigkeit hinzu: In den Stammulden der Bündnerschiefer und den davon abzweigenden Nebenmulden ist die z. T. enge Wechsellagerung verschiedenster Gesteine (vom reinen Marmor über den Karbonatglimmerschiefer, Quarzit, Quarzitgneisse bis zum fein- bis mittelkörnigen Biotit-Plagioklasgneiss), die oft als primäre, sedimentäre Wechselfolge beschrieben wird, eine verbreitete Erscheinung, ja eines der typischen Merkmale. Dies trifft auch für manche Serien des Isorno-Gebietes zu, weshalb eine Zusammenfassung der einzelnen Gesteinskomponenten nötig war, wie es in der Legende zum Ausdruck kommt. Der für diese Gesteinsassoziation im Isorno-Gebiet neu einzuführende Übergriff sollte also weder stratigraphischen noch aber rein lithologischen Charakter haben. Er sollte eine aus den verschiedensten Komponenten aufgebaute Wechselzone bezeichnen. Man steht so vor der Aufgabe, nach einer nicht stratigraphischen Modifikation des Begriffs Bündnerschiefer zu suchen.

Im folgenden wird der Ausdruck „Karbonatgestein s.l.“ als Erweiterung des lithologischen Begriffs Karbonatgestein zur Anwendung gelangen. Die Mächtigkeit des einzelnen darin enthaltenen Gesteinstypen kann variieren zwischen einigen cm und maximal 5 m (meistens weniger). Diese obere Grenze ist reell, weil ein mehr oder weniger reiner und homogener Marmor nur ganz selten die Mächtigkeit von 5 m überschreitet und weil über dieser Grenze beim hier angewendeten Masstab keine Wechsel-lagerungszone mehr kartiert zu werden braucht, sondern die einzelnen Bänke getrennt ausgeschieden werden können. Der neue Ausdruck ist lithologisch ein Äquivalent für Bündnerschiefer, wobei auch reine Mar-

more (evtl. Trias) mit einbezogen sind. Er entbehrt aber jeglicher genetisch-stratigraphischen Bedeutung.

Gesteinsbeschreibung

Die petrographische Mannigfaltigkeit der lepontinischen Bündnerschiefer wurde schon von vielen Autoren eingehend diskutiert. Die stellenweise sehr detaillierten Unterteilungen sollen hier aber nicht wiederholt werden, obwohl es durchaus in ähnlicher Weise möglich wäre, auch unter dem hier verwendeten Überbegriff Karbonatgestein s.l. Dieser Begriff soll ja im Isorno-Gebiet lithologisch etwas Ähnliches bezeichnen wie das Wort Bündnerschiefer weiter im N, nur soll ihm keine stratigraphische Bedeutung zugeordnet werden. In der Folge werden zuerst die Karbonatgesteine beschrieben. Die Beschreibung der karbonatfreien Glieder der Karbonatgestein-s.l.-Gruppe ist im Abschnitt über die tonerde- und kieselsäurereichen Gesteine enthalten.

Diese auf den ersten Blick vielleicht schwer überschaubare Darstellungsweise liegt in der Natur der geologischen Verhältnisse begründet, indem die gleichen nichtkarbonatischen Gesteinsbänke und -bänder, die am einen Ort innerhalb eines Karbonatgesteins s.l.-Komplexes liegen, an einem anderen Ort mächtige, selbständige Massen bilden.

Die karbonatischen Glieder der Karbonatgestein s.l.-Gruppe

Diese Gesteinsgruppe birgt einen Mineralreichtum, wie er von den anderen Gesteinen des Valle Isorno bei weitem nicht erreicht wird.

Bisweilen auftretende akzessorische Gemengteile sind: Kalifeldspat, Skapolith, Zoisit, Klinozoisit, Pistazit, Granat, aktinolitische Hornblende, Hämatit, Erz.

Fast immer vorhandene akzessorische Gemengteile sind: Zirkon, Titanit, Rutil, Pyrit, Turmalin, Chlorit, Apatit.

Hauptgemengteile sind: Glimmer, Plagioklas, Quarz, Calcit.

Makroskopisch lassen sich diese Gesteine in drei Gruppen einteilen, die jedoch durch graduelle Übergänge miteinander verbunden sind:

- a) Heller, weiss bis graugelber, z. T. grobspätiger, mehr oder weniger reiner Marmor.
- b) Gelblich-, braun-, bis schwach violettgrauer, oft plattig bankiger, zäher, unreiner Marmor.
- c) Bräunlich dunkelgrauer Karbonatglimmerschiefer bis -gneiss.

Mikroskopisch unterscheiden sich diese Gruppen nur durch den quantitativen Anteil der oben aufgezählten Mineralgemengteile, wobei Gruppe b und die karbonatreichen Glieder der Gruppe c den grösseren Mineralreichtum aufweisen, während die karbonatärmeren Glimmerschiefer bis Schiefergnaisse sich in der mineralogischen Zusammensetzung den stereotypen Gleichgewichtsparagenesen der tonerde- und kieselsäurereichen Gesteine angleichen.

Mikroskopische Untersuchung

Die Struktur der unreinen Karbonatgesteine ist fast durchwegs heteroblastisch, wahrscheinlich ein Zeichen für Ungleichgewicht, ähnlich wie dies bei den ultrabasischen Gesteinen der Fall ist. Man unterscheidet im Dünnschliff grobkörnige Bereiche mit isometrischen Kornformen von nestartig eingestreuten, scharf abgegrenzten Bezirken, deren Inhalt gebildet wird von einer inhomogenen Plagioklasgrundmasse (siehe „Fleckenplagioklas“, S. 255) mit dicht gescharten, darin eingeschlossenen, fremden Mineralbestandteilen. Manchmal fehlt die Plagioklasgrundmasse oder ist nur schlecht entwickelt.

Strukturell handelt es sich im ersten Fall um ein homöoblastisches Gefüge bis Retikulargefüge (Calcitkörner bilden oft ein zusammenhängendes Netz), im zweiten Fall liegt eine Art von intragranularer Implikation (Interpositionsgefüge) vor. Beides zusammen in einem Schliff vereinigt muss gesamthaft als heteroblastische Struktur bezeichnet werden.

Strahlstein

tritt bisweilen akzessorisch auf, kann aber in einigen Fällen auch zum Hauptgemengteil werden. Nach der äusseren Erscheinungsform handelt es sich dabei um zwei Modifikationen, idiomorphe und heteromorphe Formen, die beide nebeneinander auftreten können, wie dies in Fig. 8a dargestellt ist. Ausser der verschiedengradigen Eigengestalt gibt es keine Anzeichen für das jüngere Alter etwa der idiomorphen Komponente, denn idiomorpher Stengel und heteromorphes Skelett sind durch alle möglichen Zwischenglieder untereinander verbunden. Das bedeutet, dass die aktinolithische Hornblende wohl im Zerfallen begriffen ist, dass aber die Reaktion nicht gleichzeitig bei allen Hornblendekörnern einsetzt, dass es also immer noch unversehrte Individuen geben kann, wenn die Artgenossen in der Nachbarschaft schon lange zu Skeletten abgemagert sind.

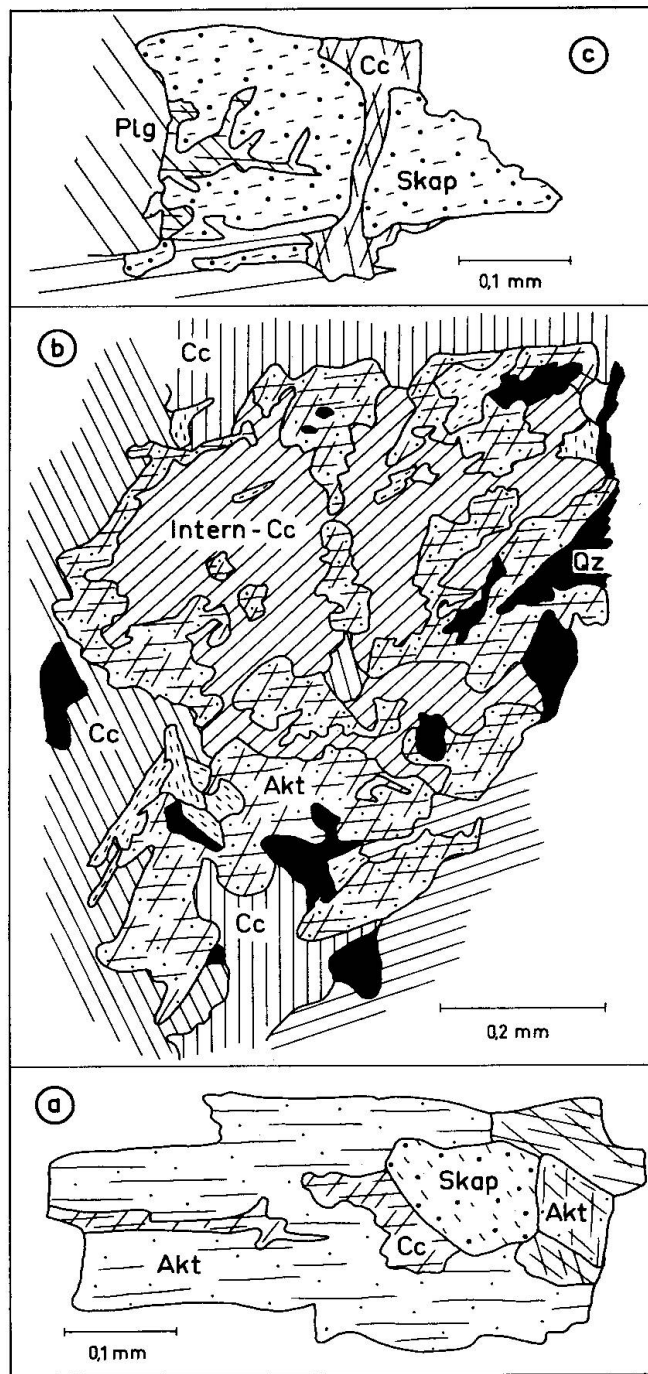


Fig. 8.

- a) Idiomorpher und von Calcit angefressener Aktinolith auf engstem Raum nebeneinander auftretend.
- b) Aktinolith-Einkristall wird von innen heraus durch Calcit ersetzt.
- c) Skapolith wird verdrängt sowohl von Calcit als auch von Plagioklas.

Skapolith

ist ebenfalls ein akzessorischer Gemengteil, der sich mit seiner Umgebung im Ungleichgewicht befindet. Fig. 8c und Fig. 9c illustrieren diese Verhältnisse.

Zwei Vorgänge wurden beobachtet, welche den Zerfall der aktinolithischen Hornblende und des Skapolith herbeiführen, die Calcitisierung und die Plagioklasneubildung.

Von der *Calcitisierung* werden vor allem zwei Minerale betroffen: die aktinolithische Hornblende und der Skapolith.

Fig. 8b veranschaulicht den Umwandlungsvorgang von Amphibol zu Calcit in einem weit fortgeschrittenen Stadium, eine Entwicklungsstufe, die zwar nicht häufig erreicht wird; immerhin kann man den ursprünglichen Hornblendequerschnitt des Einkristalls noch erkennen, der langsam durch das interne Calcitgeschwür und durch den von aussen nagenden Calcit verwischt wird.

Bei der Umwandlung von Skapolith in Calcit bildet das verdrängte Mineral meist keine ausgesprochenen Skelettformen, wie das bei anderen Mineralen üblich ist, sondern es zerfällt in kleinere einheitliche Körner. Nur die gleiche optische Orientierung verschiedener solcher Körner verrät manchmal die ursprüngliche Lage des nun zersetzten Skapoliths, dessen ehemalige Grösse ein Vielfaches der heute noch vorhandenen Relikte betragen haben muss. Diesen allgemeinen Eindruck sollen Fig. 8c und Fig. 9c teilweise wiedergeben.

Ausserdem sollen beide Abbildungen das Verhältnis des Plagioklases zu seiner Nachbarschaft aufzeigen.

Die *Feldspatisierung* ist eine weit verbreitete Erscheinung und keineswegs nur auf aktinolithische Hornblende und Skapolith beschränkt, sondern auch Granat, Calcit und Zoisit werden von der Plagioklassprossung angegriffen. Ausserdem betrachte ich den inhomogenen Plagioklas (siehe „Fleckenplagioklas“ S. 255), der in den Interpositionsgefüge-Bereichen (siehe S. 248) sehr oft die Grundmasse darstellt, als eine Neubildung, die während ihres Wachstums alle schon vorhandenen Minerale in sich aufnahm.

Den Beweis für diese Behauptung erblicke ich darin, dass dieselben inhomogenen Plagioklase auch im Retikulargefüge-Bereich auftreten, und dort konnten sie als junge Bildungen erkannt werden. Das zeigen die folgenden Darlegungen. Dabei wird nur vom „Fleckenplagioklas“ die Rede sein (siehe S. 255). Die anderen Plagioklasarten befinden sich im Gleichgewichtszustand mit ihrer Nachbarschaft.

Plagioklas-Granat

In den wenigen Fällen, wo Granat im Karbonatgestein auftritt und mit dem „Fleckenplagioklas“ in Kontakt kommt, bieten sich stets Bilder wie Fig. 9a oder Fig. 9b.

Der Granat kann sehr einschlussarm sein, aber auch hauptsächlich

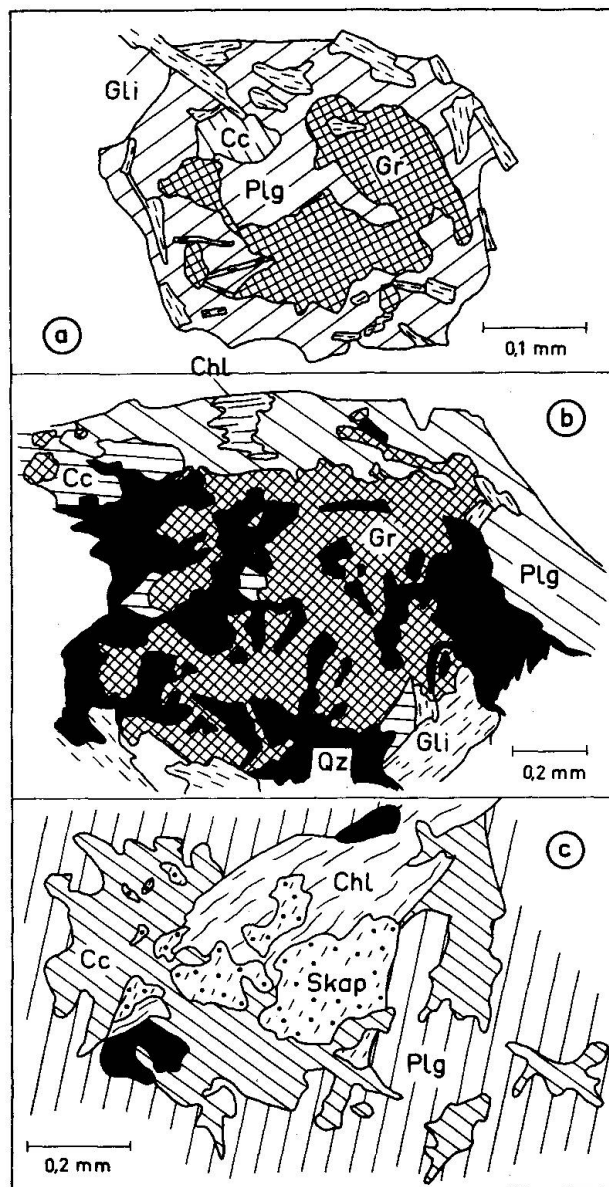


Fig. 9.

- a) Granat wird von „Fleckenplagioklas“ korrodiert.
- b) Beginn einer Pseudomorphose von Plagioklas nach Granat.
- c) Chlorit verdrängt Calcit und Skapolith, Calcit verdrängt Skapolith, „Fleckenplagioklas“ verdrängt Calcit.

von Quarz gefüllte Granate sind häufig. Der „Fleckenplagioklas“ beginnt in den Randpartien des Granats zu wachsen und verdrängt diesen sukzessive. In Fig. 9b erscheint Plagioklas pseudomorph nach Granat. Das Plagioklaswachstum durchläuft dann das Stadium, welches in Fig. 9a festgehalten ist. Schliesslich verschwindet der Granat ganz, und es ist infolgedessen nicht von der Hand zu weisen, dass zumindest ein Teil der Interpositionsgefüge (s. S. 248) Bereiche darstellen mag, an denen die hier beschriebenen Wachstumsvorgänge stattgefunden haben. Bisweilen finden sich auch dort noch einige reliktsche Granatkörner im Zentrum, d. h. zuerst Granat, dann Verdrängung desselben durch „Fleckenplagioklas“ mit intragranularer Implikation von Quarz, Glimmer, Calcit, Apatit, Erz und einem feinschuppigen Gewebe von Hellglimmer.

Plagioklas-Skapolith

Das Schicksal des Granates kann auch andere Wege gehen, indem sich Skapolith kranzartig anschmiegt und diesen vorderhand vor dem Zugriff des „Fleckenplagioklases“ schützt. Diese Panzerung nützt jedoch nicht viel, weil auch Skapolith dem Angriff des „Fleckenplagioklases“ unterliegt, wie Fig. 8c teilweise zeigt.

Plagioklas-Zoisit

Zoisit findet sich immer als Einschluss im „Fleckenplagioklas“ und reicht nie über die Korngrenzen seines Wirtes hinaus: Plagioklas ist eine randliche Neubildung und Zoisit ein zerfallendes Relikt. In Fig. 10a und Fig. 10b sind zwei verschiedene Entwicklungsstadien festgehalten: Der ursprünglich einheitliche Zoisitkristall wird randlich in Plagioklas umgewandelt und in mehrere gleich orientierte Individuen zerlegt.

Plagioklas-Aktinolith

Wo sich der „Fleckenplagioklas“ und Aktinolith berühren, entstehen ähnliche Bilder, wie dies in Fig. 10c dargestellt ist. Allseitig wird der Aktinolith-Einkristall umhüllt und in Einzelkörner zerlegt. Das bedeutet: „Fleckenplagioklas“ ist jünger als Aktinolith. Überdies sei wiederholt, dass auch Skapolith, Granat und Zoisit der jungen „Fleckenplagioklas-generation“ weichen müssen.

Die Beziehung von Calcit zu Aktinolith bzw. Skapolith wurde oben schon besprochen, und es wurde festgestellt, dass Calcit jünger ist als Aktinolith bzw. Skapolith. Folglich liegt es auf der Hand, nun das Verhältnis von „Fleckenplagioklas“ zu Calcit zu prüfen.

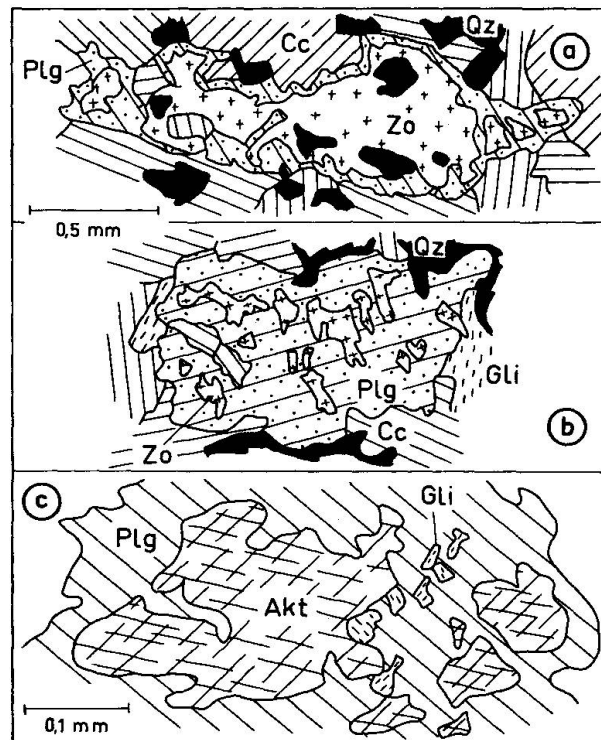


Fig. 10.

- a) Saumbildung aus „Fleckenplagioklas“ am Kontakt von Zoisit mit Calcit.
 b) Umwandlung von Zoisit in „Fleckenplagioklas“, fortgeschrittenes Stadium.
 c) Verdrängung von Aktinolith durch „Fleckenplagioklas“.

Plagioklas-Calcit

Der „Fleckenplagioklas“ steht sehr oft im Kontakt mit dem Calcit, und immer sind die Verwachsungsformen amöboid und verzahnt. In Fig. 9c erscheint ein Calcit allseitig von „Fleckenplagioklas“ umgeben und in reliktsische Einzelkörner zerlegt. Aus dieser nicht seltenen Erscheinung schliesse ich auf das jüngere Alter dieses Plagioklases.

Fig. 9c zeigt ausserdem noch zwei weitere Stufen der Entwicklungsgeschichte der Karbonatgesteine, eine ältere, nämlich die Phase der oben besprochenen Verdrängung des Skapolith durch den Calcit und eine jüngere, die Chloritisierungsphase, die mehr oder weniger alle Gemengteile erfasst. So erweist sich also der intermediäre bis basische „Fleckenplagioklas“ der Karbonatgesteine (s. auch S. 255 u. 284) als eine der jüngsten Bildungen, die sich aber nicht ohne Na-Zufuhr vollzogen haben kann.

Chlorit

erscheint in drei verschiedenen Modifikationen:

- a) Pleochroismus: farblos bis ganz schwach grünlich,
max. Doppelbrechung: normales Grauweiss, 1. Ordnung.
Elongation: negativ.
Besonderes Merkmal: polysynthetisch verzwilligt.
Durch zeitweiliges Auftreten eines grünlich-gelben Tones besteht farblich ein gradueller Übergang von Gruppe a) in Gruppe b).
- b) Pleochroismus: farblos bis schwach grünlich bis grün,
max. Doppelbrechung: anomal schmutzig gelblich grün-grau, 1. Ordnung.
Elongation: negativ.
Scharf verschieden von diesen beiden Modifikationen ist die Gruppe
- c) Pleochroismus: farblos bis schwach grünlich bis grün,
max. Doppelbrechnung: anomal gräulich-blau bis violett-blau, 1. Ordnung.
Elongation: positiv.

Möchte man diesen Chloriten aus der überlieferten Nomenklatur einen Namen geben, so würde mindestens für die Gruppe b) und c) Pennin wohl am besten passen. Die a-Chlorite zeigen gerade Auslöschung, sind aber im übrigen sehr klnochlorähnlich.

Alle drei Modifikationen können im gleichen Dünnschliff nebeneinander vorkommen. Vertreter von Gruppe b) und c) können sogar manchmal abwechselungsweise die Schichten eines Chlorits aufbauen. In den Marmoren und karbonatreichen Gesteinen überwiegen die Chlorite der Gruppe a) und b) weitaus, während in den karbonatarmen Zwischengliedern die c)-Chlorite überhand nehmen, um schliesslich in den tonerde- und kieselsäurereichen und in den granitoiden Gesteinen die alleinigen Repräsentanten der Chloritgruppe zu sein (s. S. 232 u. 236).

Chlorit findet sich auf Rissen und in Zonen junger kinematischer Beanspruchung, in Gesellschaft und als Umwandlungsprodukt von Phlogopit, Strahlstein und Granat, meist jedoch ist der Chlorit neben Calcit, Plagioklas, Quarz und Glimmer ein selbständiges Mineral, das in keiner besonderen Beziehung zu den Nachbarkörnern steht, dessen Herkunft also nicht mehr abgelesen werden kann.

d) DIE AMPHIBOLITREICHE GRUPPE

Unter diesem Begriff fasse ich eine Wechselfolge zusammen, deren Gesteinskomponenten aus Amphibolit, metamorphem Karbonatgestein

und fein- bis mittelkörnigem Zweiglimmer-Kalifeldspat-Plagioklasgneiss bestehen. Den weitaus vorherrschenden Anteil bildet der Amphibolit. Die „amphibolitreiche Gruppe“ nimmt eine Mittelstellung ein zwischen der Karbonatgestein-s.l.-Gruppe und dem Amphibolit. Zur Petrographie und Mikroskopie sei deshalb auf die entsprechenden Abschnitte verwiesen.

Plagioklasse der metamorphen Karbonatgesteine der Valle Isorno

Wie schon erwähnt, sind drei verschieden ausgebildete Plagioklasstypen am Aufbau der metamorphen Karbonatgesteine beteiligt.

a) Einschlussreicher, fleckig zonarer Plagioklas. Er bildet meist grössere Körner mit verschwommenen Umrissen und ist dadurch gekennzeichnet, dass zwei deutlich getrennte Anorthitgehalte vorherrschen. Die eine Komponente kann fleckenförmig in die andere eingestreut sein, welche die Hauptmasse des Korns aufbaut; meist handelt es sich aber um ein Haufwerk von Oligoklas-Andesin- und Labrador-Flecken mit gleicher kristallographischer Orientierung (s. S. 248). Die Labradorflecken eines „Fleckenplagioklases“ zeigen unter sich gleiche optische Orientierung, die sauren Komponenten desgleichen.

Wie aus Fig. 11 hervorgeht, weisen die basischen Bereiche eines „Fleckenplagioklases“ meist den höchsten An-Gehalt auf im Vergleich zu den Vertretern der andern Plagioklasarten. Und zusammen mit den sauren Anteilen befinden sie sich immer im Zustand einer Reaktion mit den Nachbarmineralen: Die auf S. 250—253 beschriebenen Umwandlungsvorgänge beziehen sich meist auf den „Fleckenplagioklas“, und nur in seltenen Fällen ist ein anderer Plagioklas an einer solchen Reaktion beteiligt.

b) Mehr oder weniger einschlussarmer, nicht zonarer Plagioklas; ist in jedem unreinen, metamorphen Karbonatgestein vorhanden und bildet quantitativ den weitaus grössten Anteil der verschiedenen Plagioklasvarianten. Die Vertreter dieses Typs sind häufig verzwillingt. Das Albitgesetz wiegt vor. Nur in jeweils drei Fällen wurde Albit-Ala- und das Periklingesetz festgestellt. In den untersuchten Dünnschliffen, in denen b- und a-Plagioklas nebeneinander auftreten, erreicht der b-Plagioklas (Fig. 11) nur in zwei von sechs Fällen den vom a-Plagioklas gehaltenen Höchstwert. In den übrigen vier Proben (249, 279, 318, 30) bleiben die An-Werte der b-Plagioklasse immer deutlich unterhalb denjenigen der a-Plagioklasse.

c) Einschlussarmer invers zonarer Plagioklas. Im Unterschied zu den „Fleckenplagioklasen“ befindet sich hier die saure Zone oft im Zentrum eines Kornes, und der Übergang zur basischen Komponente erfolgt nicht sprunghaft entlang einer scharfen Grenzlinie sondern kontinuierlich. Ausgehend vom sauren Kern steigt der An-Gehalt an, ein Merkmal, das auch besteht, wenn sich die saure Zone nicht genau im Kornzentrum befindet, sondern gegen den Rand hin verschoben ist. Die An-Variation eines Kornes kann maximal 30% umfassen, meist ist der Unterschied jedoch geringer. Eine Gesetzmässigkeit in der Beziehung zu Nachbarkörnern konnte in den wenigen untersuchten Beispielen nicht festgestellt werden.

Regionale Verteilung der drei Plagioklasarten

Die gründliche Prüfung dieser Frage würde mehr Messungen erfordern als sie im Rahmen dieser Arbeit möglich waren. Mit dem Hinweis auf die beistehende Liste⁵⁾ sei es dem Leser selbst überlassen, sich ein Bild zu machen über den Aussagewert der in Fig. 11 eingetragenen Messungen. Ebenso sei darauf hingewiesen, dass die Verteilung der verschiedenen Plagioklasarten in Fig. 11 es nicht erlauben, eine Gesetzmässigkeit abzulesen (etwa Fehlen des „Fleckenplagioklases“ im N oder das Fehlen des invers zonaren Plagioklases in den metamorphen Karbo-

*)	Fundort	Anzahl Messungen in:		
		normaler Plg.	„Fleckenplg.“	invers zonarer Plg.
	273	6		
	410	3		
	426	6		
	347	5		
	279	4	2	
	18	2		
	30	1	2	
	429	5	2	
	430	3		
	263	4		2
	400	5		
	403	5		
	391	4		
	318	2	3	
	212	1	3	3
	249	2	7	8
	27	6		
	67	7		
	420	5		4
M. Leone-Gneiss-Zone	{ 448		2	
	{ 419	2		
Forno-Zone	{ 759 b	7		
	{ 856	8		

natgesteinen der grossen Gneissmassen): Ein leeres Feld bedeutet also nicht unbedingt ein Fehlen des betreffenden Plagioklases.

Gesichert ist jedenfalls das Auftreten dreier verschiedener Plagioklasarten, die immer gut voneinander unterschieden werden können. Ausser-

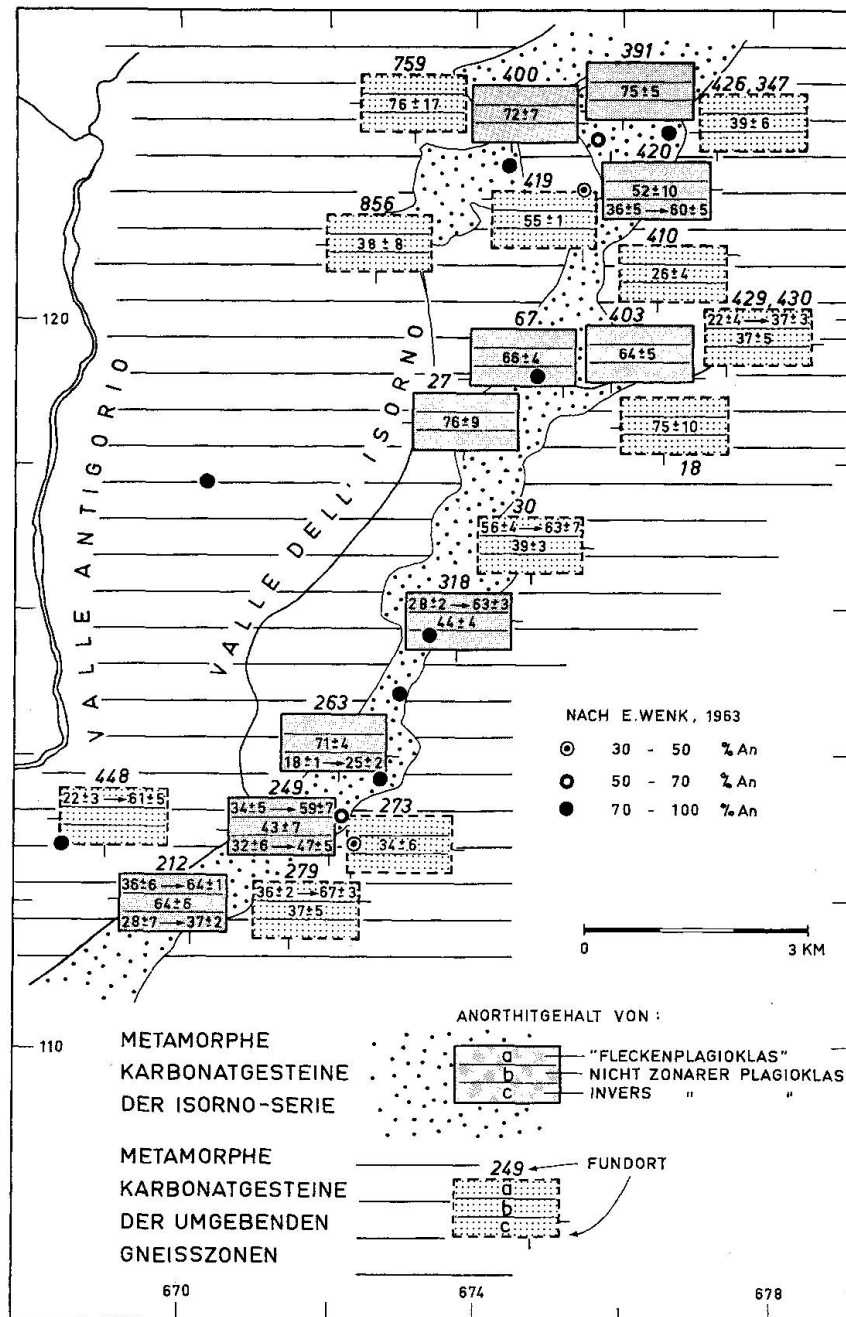


Fig. 11. Anorthitgehalt der drei Plagioklasarten in den metamorphen Karbonatgesteinen der Valle Isorno.

dem scheint der normale, nicht zonare Plagioklas in den metamorphen Karbonatgesteinen ausserhalb der Isorno-Serie (mit Ausnahme der Proben 18 und 759) ziemlich konstant niedrigere An-Werte zu besitzen.

Die erste Aussage bedeutet wahrscheinlich chemisches Ungleichgewicht, ein Zustand, der fast in jedem Dünnschliff der metamorphen Karbonatgesteine der Valle Isorno festgestellt werden kann. Angesichts der Häufigkeit von An-Werten 28—36 einerseits, 59—67 andererseits, könnten aber auch strukturelle Eigenheiten der „intermediate series“ der Plagioklase mitspielen.

Die Erklärung für die zweite Beobachtung muss in der Verschiedenartigkeit der Nachbargesteine und der unterschiedlichen Mächtigkeit der Karbonatgesteine gesucht werden. Während innerhalb der Isorno-Serie vorwiegend tonerdereiche Gesteine die Nachbarschaft der metamorphen Karbonatgesteine aufbauen, sind es im Liegenden und Hangenden der Isorno-Serie granitoide Gesteine, welche die dünnen Karbonatgesteinszüge enthalten.

Es liegt also nahe, den chemischen Ausgleich an den Gneisskontakten für den andersartigen An-Gehalt verantwortlich zu machen. Bei der Beurteilung von An-Werten im Gebiet der Valle Isorno muss also mindestens diesen beiden oben erwähnten Tatsachen Rechnung getragen werden. Das gilt sicher auch für die nähere Umgebung, insbesondere für die N Fortsetzung der Isorno-Serie im Gebiet Cravairola-Campo-Bosco-Wandfluhhorn, wo E. WENK (1962) ebenfalls beträchtliche Streuungen im An-Gehalt festgestellt hat. Die aus jener Arbeit entnommenen Messpunkte demonstrieren diese Streuung auch in der Valle Isorno (Fig. 11)⁶⁾.

Zur Optik des „Fleckenplagioklases“

Die Tatsache, dass die basischen und sauren Anteile der „Fleckenplagioklase“ gemeinsame kristallographische Bezugsrichtungen besitzen

⁶⁾ Neuerdings weist E. WENK darauf hin, dass die Gegenwart von ganz geringen Kalifeldspatmengen den An-Gehalt beträchtlich beeinflussen kann, dass also kalifeldspat- und antiperthitführende Karbonatgesteine nicht in die 1962 behandelte Calcit-Plagioklas-Paragenese hineingehören. Das betrifft auch das Gebiet zwischen Valle Isorno und Wandfluhhorn. Hier zeigen die An-Werte besonders grosse Streuungen, welche jedoch eliminiert werden können, wenn man die kalifeldspatführenden Karbonatgesteine ausklammert. In der Tat führt das auch in der Valle Isorno zu einem klareren Bilde, indem die Proben 347, 410 und 856 geringe Mengen an Kalifeldspat aufweisen, was also bei paragenetischen Betrachtungen in Zukunft mit berücksichtigt werden sollte.

(Zwillingslamellen und Spaltbarkeit), war der Anlass dafür, die Beziehung zwischen den beiden Indikatrices näher zu studieren. Zu diesem Zweck wurde nach der Drehbewegung gesucht, welche die entsprechenden Hauptschwingungsrichtungen zweier verschiedener Indikatrices zur Deckung bringt. Solch eine Drehachse kann für zwei rechtwinklige, dreiaxige Koordinatensysteme mit gemeinsamem Nullpunkt stets gefunden werden. Ihre Konstruktion ist einfach und auf zwei verschiedene Arten möglich (BURRI, PARKER, WENK, 1965). Erst die Tatsache, dass diese Achse immer an den gleichen Ort des Kristallgebäudes zu liegen kommt, verleiht der betreffenden Richtung eine gewisse Bedeutung. In Fig. 12 ist der Ausstichpunkt der Achse aus der oberen Halbkugel in der stereographischen Projektion senkrecht (001) dargestellt. Die aus den verschiedensten Plagioklaspaaren (saurer und basischer Anteil je eines „Fleckenplagioklases“) hervorgegangenen Drehachsen streuen z. T. beträchtlich, befinden sich aber immer im SE Sektor der Projektion und konzen-

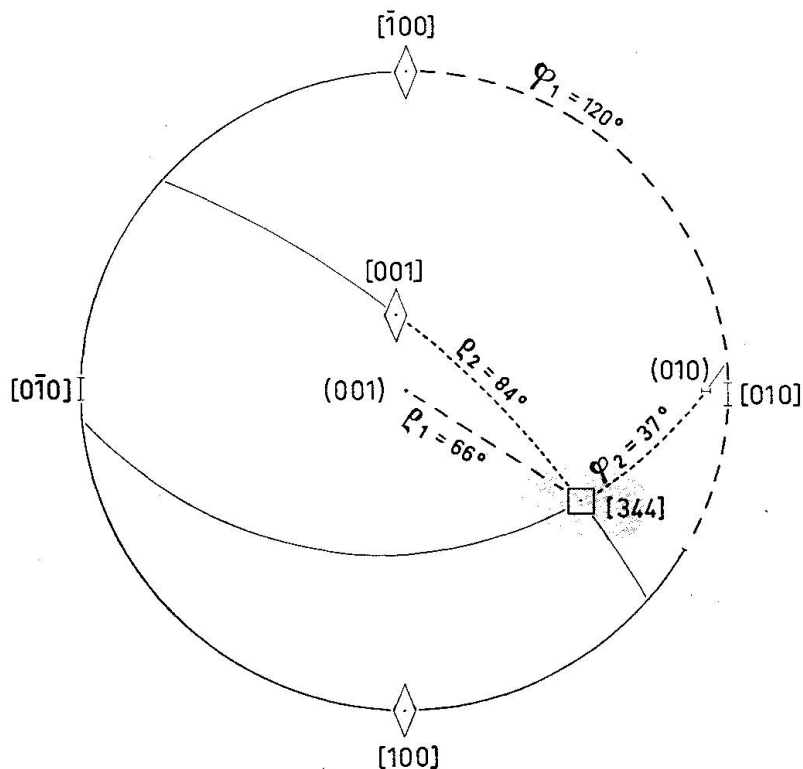


Fig. 12. Basische und saure Anteile der „Fleckenplagioklase“ sind durch eine Drehbewegung ineinander überführbar. Die Drehachse wird in der stereographischen Projektion senkrecht (001) dargestellt, unter Angabe der Goldschmidtschen Positionswinkel φ und ρ .

trieren sich auf dem in Fig. 12 angedeuteten Gebiet. Obwohl die Streuung sicher nicht ausschliesslich Messfehlern zuzuschreiben ist, wurde der Schwerpunkt dieses Bereichs zum Ausgangspunkt weiterer Überlegungen gewählt. Und das Ergebnis verleiht dieser Vereinfachung eine gewisse Berechtigung:

1. Die Lage der in der stereographischen Projektion senkrecht (001) eingezeichneten Drehachse lässt sich am einfachsten mit Hilfe der Goldschmidtschen Positionswinkel ausdrücken (Fig. 12):

$$\varphi_1 = 120 \qquad \rho = 66$$

In der Projektion senkrecht [001] lauten die Winkel

$$\varphi_2 = 37 \qquad \rho_2 = 84$$

Solche Positionswinkel φ_2 und ρ_2 für die Drehachse wurden auch von BURRI, PARKER, WENK (1965) festgestellt beim Versuch, die Indikatrices beliebiger plutonischer Plagioklase im An-Bereich zwischen 30 und 75% durch eine einfache Drehbewegung ineinander überzuführen. In der Tat handelt es sich auch bei den sauren und basischen Anteilen der oben beschriebenen „Fleckenplagioklase“ um Plagioklaspaare, deren An-Gehalt sich ebenfalls in den Grenzen zwischen 28 und 75% bewegt (mit einer Ausnahme). Der Unterschied zu BURRI, PARKER, WENK besteht also nicht im Resultat sondern lediglich in der Auswahl des Materials. Dort wurde die Lage der Indikatrix im Kristallgebäude an einer Vielzahl von Plagioklaseinzelkörnern und von Mittelwerten untersucht und eine gemeinsame Drehachse festgestellt. In der hier vorliegenden Arbeit resultiert die gleiche Drehachse aus dem Versuch, die Indikatrices der basischen und sauren Anteile je eines „Fleckenplagioklases“ miteinander zur Deckung zu bringen. Hier sind also die durch Drehung ineinander überführbaren Indikatrices Bestandteile ein und desselben Korns, des „Fleckenplagioklases“.

2. Mit der Angabe der Positionswinkel ist die Achse im Plagioklasgitter wohl fixiert, aber eine eventuelle Beziehung zu rationalen kristallographischen Richtungen tritt erst durch die Indizierung zutage. Die Fläche senkrecht zur Drehachse besitzt keine niedrigen Indexzahlen, die Achse selber jedoch entspricht der Zonenachse [344]. Da sich die Achsenverhältnisse von Albit und Anorthit nur wenig unterscheiden liefert die Indexberechnung sowohl für die Albit- wie auch Anorthitwerte das Ergebnis:

$$u : v : w = 3 : 4 : 4.$$

4. Amphibolite

VORKOMMEN

Hornblendereiche Gesteine sind sehr häufig und treten in allen geologischen Einheiten des Untersuchungsgebietes auf. Sie bilden den wichtigsten Bestandteil der Isorno-Serie und erreichen dort Mächtigkeiten von bis zu 150 m. Sie dienen auch in den andern geologischen Einheiten bisweilen als willkommene Leithorizonte.

Die Zusammensetzung ist sehr verschieden und reicht von einem reinen Hornblendefels (ein kleines Vorkommen S Alpe Nezza) über normalen Amphibolit, Granatamphibolit zu biotitführendem Amphibolit und Biotit-Hornblendegneiss.

Diese Glieder sowie Vertreter der Glimmerschiefer und Paragneisse sind auf die folgenden zwei verschiedenen Arten miteinander verknüpft:

- a) Scharfer Kontakt, gradueller Übergang im Schriffbereich.
- b) Gradueller Übergang im dm- bis m-Bereich.

Die einzelnen Komponenten können als homogene Körper Mächtigkeiten von bis zu 30 m erreichen. Meist liegt jedoch eine Wechsellagerung vor von cm-dünnen bis maximal einigen Metern dicken Bändern. Wegen dieser Geringmächtigkeit und wegen der Wechsellagerung können sie nicht getrennt kartiert werden.

Nur die durch Wechsellagerung eng an Karbonatgesteine geknüpften Amphibolite wurden mit besonderem Symbol in die Karbonatgesteine einbezogen. Ebenso wurde auch für die eng mit Gneissen wechsellagernden und in diese übergehenden Amphibolite eine spezielle Signatur geschaffen. Diese Einteilung erwies sich als notwendig, einerseits aus darstellungstechnischen Gründen wegen der z. T. sehr engen Wechsellagerung, andererseits um kein Karbonatgestein bzw. keinen Amphibolit unterschlagen zu müssen.

Allein diese Unterteilung der Amphibolitvorkommen (Amphibolit im allgemeinen, Amphibolit eng an Karbonatgestein gebunden, Amphibolit eng an Gneiss gebunden) zeigt schon die grosse Mannigfaltigkeit beim Blick auf die Petrographische Karte. Beispiele bieten sich dem Geologen fast überall in der Isorno-Serie, besonders schön im oberen Agrasinatal E Merlatta (siehe auch Tafel 1, Profil e – e) und am Weg zwischen Alpe Fiesco und Lago Gelato (Tafel 1, Profil a – a).

Die Frage nach der Herkunft der Amphibolite bildet ein heikles Problem und wurde bisher von den meisten Erforschern der Lepontinischen

Gneissregion mit einem „Kompromiss“ gelöst, der sowohl Para- als auch Orthoamphibolite zuliess. Dies hat sicher einen realen Hintergrund, denn wer verdächtigt nicht einen Amphibolit der ophiolithogenen Herkunft, wenn dieser in Gesellschaft eines magmatischen, ultrabasischen Gesteins auftritt, und wem wollte man es verwehren, beim Anblick einer Biotitgneiss - Glimmerschiefer - Amphibolit - Karbonatgesteins - Wechsellagerung an eine sedimentäre Abfolge von Ton, Mergel und Kalk zu denken.

Umgekehrt ist es natürlich auch möglich, dass ultrabasisches, magmatisches Gestein in mergelige Sedimente eindringt und andererseits, dass sich ophiolithisches Material rhythmisch in einen Ton-Kalk-Sedimentationszyklus hinein ergiesst.

Im Verlaufe einer Orogenese, wie sie die Lepontinische Gneissregion erlebt hat, entstehen in all den vier konstruierten Fällen Amphibolite (und sie sind im Tessin auch verwirklicht), die sich voneinander durch nichts unterscheiden, ausser durch ihre umgebenden Gesteine — im einen Fall ultrabasisches Gestein, im andern Karbonatgestein und Paragneiss — und eventuell durch den Mineralbestand und die Kontaktverhältnisse mit dem Nebengestein.

Ich betone die Möglichkeitsform, weil ein ursprünglich vielleicht eruptiver Mineralbestand in der Valle Isorno vollständig umgewandelt worden ist, sowohl strukturell wie auch mineralogisch keine Relikte mehr zu erkennen sind, so wie sie z. B. SPAENHAUER (1932) für die Silvretta in einer eingehenden Studie beschrieben hat. Das Auftreten ultrabasischer Gesteine, die im ganzen Lepontin meist an Mesozoikum gebunden sind, legt den Gedanken an die ophiolithische Herkunft gewisser, damit vergesellschafteter Amphibolite der Valle Isorno sehr nahe. Aber dieses Argument wird um so schwächer, je weiter man sich von den lokal auftretenden ultrabasischen Gesteinslinsen entfernt.

Kontakte

Die ursprünglichen Kontaktverhältnisse der Amphibolite mit dem Nebengestein werden im allgemeinen durch zwei Faktoren verändert, durch die Verschuppung und durch die Metamorphose. Hinsichtlich der Verschuppung in der Valle Isorno verweise ich auf S. 237 und möchte hier nur festhalten, dass mehrere Argumente gegen eine Verschuppung grösseren Stils sprechen. Man darf also annehmen, dass es sich innerhalb der Isorno-Serie meist um Primärkontakte handelt.

Die Metamorphose, welche zwar für die heute vorliegende Mineral-

fazies verantwortlich zu machen ist, hat den Kontakten ausser geringfügigen Stoffverschiebungen wohl wenig anzuhaben vermocht, weil im Rahmen der metamorphen Differentiation in der Valle Isorno die Stoffe sicher keine grösseren Strecken als höchstens 10 bis 20 cm zurückgelegt haben können, wahrscheinlich nur wenige cm.

Unter der auf S. 254 erwähnten Na-Zufuhr verstehe ich nicht eine Zufuhr aus grosser Entfernung oder sogar aus der „ewigen Teufe“ sondern in der Hauptsache eine Bereitstellung von Material aus den vorhandenen zerfallenden Mineralien. Eine Stoffzufuhr von weiterher mag stattgefunden haben, kann aber im Feld nicht bewiesen werden.

Die obige Feststellung über das geringe Ausmass der Verschuppung ermöglicht es, die Kontakte als Argumente für die Para- bzw. Ortho-natur der Amphibolite heranzuziehen. Die am Anfang gemachte Einteilung der Kontakte in die Gruppen a und b erweist sich jetzt sehr nützlich.

Die Amphibolite, welche scharfe Kontakte zum Nebengestein aufweisen und grössere homogene Massen bilden, sind mit einiger Wahrscheinlichkeit als Orthoamphibolite zu betrachten. Denn so rasche Sedimentationswechsel, wie sie in den vorliegenden Fällen angenommen werden müssten, sind unwahrscheinlich. Hingegen herrschen bei Orthoamphiboliten (ausser in ophiolithischen Serien) scharfe Kontakte vor.

Amphibolite, die im Bereich von einigen dm bis Metern graduell in die Nachbargesteine übergehen, die mit Glimmerschiefern eng wechsel-lagern und schichtweise ihre Zusammensetzung wechseln, stelle ich in die Gruppe der Paraamphibolite. Es kann sich allerdings auch um Tuffe und Laven gehandelt haben.

Wendet man diese Unterteilung auf die Verhältnisse in der Valle Isorno an, so eröffnen sich neue Probleme. Grössere Einheiten, wie z. B. jene SSW Alpe Mattignale können als Orthoamphibolite kartiert werden, weil die Kontaktuntersuchung positiv ist. Aber auch innerhalb der grossen Wechselfolgen gibt es Orthoamphibolite, die auf Grund der besonderen Kontaktverhältnisse als solche aufgefasst aber infolge ihrer Geringmächtigkeit nicht ausgeschieden werden können. Auch der als Orthogestein festgelegte Amphibolit SSW Alpe Mattignale verliert sich gegen S in einer Wechsellagerungszone.

Immerhin lassen sich Beispiele der oben dargelegten Kriterien finden und dadurch einige Amphibolitzone in das System Ortho-Para einordnen.

Z. B. SSW Alpe Mattignale, in der Isorno-Serie, am Fusse der Pizzo Apte ggja-Westflanke, ein homogener, bis über 30 m mächtiger Amphi-

bolit, der zwischen zwei Biotit-Plagioklas-Kalifeldspat-Gneissbänke eingelagert ist, → Orthoamphibolit.

Z. B. NE Alpe Mattignale, ebenfalls in der Isorno-Serie, mächtige, inhomogene Amphibolitmassen, Wechsellagerung von Glimmerschiefern, hellen und dunklen Gneissen und Amphiboliten, sehr oft mit langsamen Übergängen von einem Gestein ins andere, → Paraamphibolit.

Auch in der mikroskopischen Untersuchung bieten sich einige Hinweise auf den ophiolithogenen bzw. sedimentären Charakter der Amphibolite.

MIKROSKOPISCHE UNTERSUCHUNG

Plagioklas, gemeine Hornblende und oft auch Quarz sind Hauptgemengteile, Titanit ist ein oft in grösseren Mengen auftretender akzessorischer Bestandteil.

Weitere Akzessorien sind Rutil, Apatit, Pistazit, Klinozoisit, Pyrit, Magnetit, Granat, Biotit und Chlorit; selten und nur in wenigen Schliffen auftretende Mineralien sind Hämatit, Turmalin und Karbonat.

Die fein- bis mittelkörnigen Hornblendegesteine sind in Schnitten senkrecht zur s-Fläche und parallel zur Elongation der Hornblendestengel grano- bis nematoblastisch je nach dem quantitativen Anteil der femischen bzw. mafischen Gemengteile. Sehr oft ist ein zeilenförmiger Aufbau festzustellen (z. B. von Quarz, Plagioklas und Hornblende, bisweilen auch von Karbonat). Ich deute das als ein Ergebnis der metamorphen Differentiation.

Quarz und Titanit

Diese beiden Minerale stehen zueinander in einer sehr aufschlussreichen Wechselbeziehung.

Es gilt folgende Regel: Wird der Quarz zum Hauptgemengteil, dann tritt der Titanit mengenmässig zurück; entwickelt sich der Titanit zu einer charakteristischen, in beträchtlichen Mengen auftretenden akzessorischen Komponente, dann tritt die Quarzmenge stark zurück. Bedenkt man nun die Tatsache, dass hoher Ti-Reichtum in Amphiboliten ein Merkmal für magmatische Herkunft ist und dass hoher Quarzgehalt mit einer magmatischen Amphibolitgeschichte nur schlecht zu vereinbaren ist, sondern viel eher etwas Sedimentogenes darstellt, dann bildet die obige Feststellung einen weiteren, sehr gewichtigen Hinweis auf die Existenz magmatischer und sedimentogener Amphibolite in der Valle

Isorno: Amphibolite mit Quarz als dritter Hauptgemengteil (neben Plagioklas und Hornblende) und Titanit als weniger häufige akzessorische Komponente sind Paraamphibolite. Niedriger Quarz- und hoher Titanit-Gehalt hingegen sprechen eher für eine magmatische Entstehung des Amphibolits.

Pyrit, Magnetit, Hämatit

sind unbedeutende Akzessorien. Aber wenn sie auftreten, sind sie meist gesetzmässig miteinander verwachsen, indem Magnetit bzw. Hämatit immer randlich den Pyrit umgeben.

Granat

ist akzessorischer Gemengteil der oft fehlen kann, im makroskopisch erkennbaren Granatamphibolit jedoch manchmal die 5%-Grenze überschreitet, um sich dort zu oft kirschgrossen, rötlichen, idiomorphen Porphyroblasten zu entwickeln. Im Handstück zwar nur selten zu erkennen, erweist sich ein heller Quarz-Plagioklas-Saum am Rand eines jeden Granatkristalles im Schliff als ein ausserordentlich typisches und konstantes Merkmal. Einzelne dünne Biotitspäne sind in den femischen Ring eingestreut und mit ihrer Längsachse radial nach aussen gerichtet. J. SCHILLING (1957), P. KNUP (1958) und andere Autoren beschreiben ähnliche Bilder, die sie als randliche Umwandlungserscheinungen des Granats deuten. Die Befunde an den oben beschriebenen Vorkommen sprechen jedoch gegen eine solche Auffassung, da die Granatränder nur ganz selten ausgesprochene Korrosionsfiguren aufweisen, so wie das z. B. bei den Karbonatgesteinen der Fall ist (Fig. 9a, b und S. 251).

Biotit

tritt innerhalb des Amphibolits (in dünnen Bändern, oft auch nur auf einzelnen Flächen) besonders aber in dessen Randzonen zu Biotitgneiss auf. Der Übergang vollzieht sich in den beiden Fällen rasch und kontinuierlich. Im Schliff sind keine Umwandlungserscheinungen zu erkennen. Der Biotit übernimmt einfach z. T. die Rolle der Hornblende, und der Anteil der femischen Gemengteile wird erhöht.

Der Biotit der Amphibolite ist durchwegs braun-hellgelb pleochroitisch und wird nur in ganz seltenen Fällen von Chlorit angegriffen.

Chlorit

wurde in zwei Modifikationen angetroffen. Beide sind einachsigt positiv, zeigen negative Elongation und deutlich grünen Pleochroismus. Sie unterscheiden sich nur in der Interferenzfarbe:

- Chlorit a, anomal schmutzig grünlich-geld, 1. Ordnung,
Chlorit b, normal grau-weiss, 1. Ordnung,

z. T. tritt der Chlorit als Bestandteil der granoblastischen Grundmasse auf, z. T. reagiert er mit der Hornblende, wie Fig. 13 zeigt. Geschwürartig breitet sich der Chlorit innerhalb eines Hornblendekristalles aus.

Die Eintönigkeit des grano- bis lepidoblastischen Gefüges, die ausser der Chloritsprossung keine Wachstumsvorgänge abzulesen erlaubt, wird in mehreren Schliffen belebt durch kleine, mit Albit gefüllte Aderrisse. Diese suchen ihren Weg meist intragranular, aber sie durchschlagen auch die Minerale, z. B. Hornblende, wie Fig. 13b zeigt. Epidot und Chlorit bleiben jedoch unversehrt. Daraus schliesse ich, dass das Epidot- und Chlortiwachstum nach der Rissbildung erfolgte.

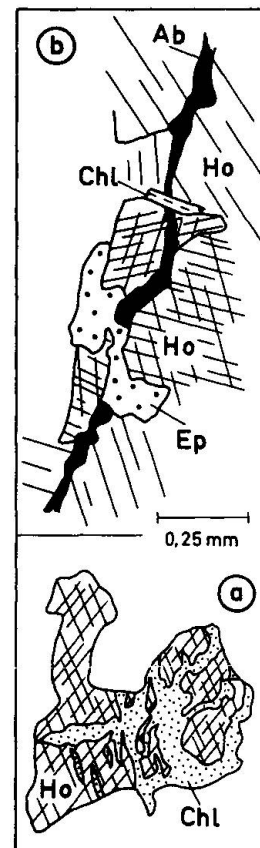


Fig. 13.

- a) Umwandlung von Hornblende in Chlorit.
b) Epidot und Chlorit sind jünger als die aus Albit bestehende Zerrklüftfüllung.

Plagioklas

ist ein stets vorhandener Hauptgemengteil und in zwei verschiedenen Modifikationen ausgebildet:

- (a)-Plagioklas ist in bezug auf Anorthit-Gehalt homogen,
- (b)-Plagioklas ist invers zonar.

Vertreter der Gruppe (a) sind weitaus häufiger als solche der Gruppe (b), aber es gibt kaum einen Amphibolit, der nicht wenigstens einige Beispiele der Gruppe (b) aufzuweisen hätte. Engere Beziehungen zwischen den beiden Gruppen ergeben sich beim Vergleich des Anorthitgehaltes:

Die Hüllzone der (b)-Plagioklase stimmt mit den (a)-Plagioklasen überein und schwankt zwischen 31 und 42% An; der Anorthitgehalt der Kernzone schwankt zwischen 22 und 28% An.

5. Ultrabasische Gesteine**VORKOMMEN**

Diese Gesteine trifft man in allen geologischen Einheiten an, sowohl in den ausgedehnten Gneisszonen der *Pioda di Crana*, des *Monte Leone* und des „*Lebendun*“, als auch in der Zone von *Lago Gelato* und in der *Isorno-Sedimentserie*.

Die linsenförmig auftretenden konkordant eingelagerten Körper sind in der *Isorno-Serie* am häufigsten und erreichen z. T. Mächtigkeiten von bis zu 300 m.

E Alpe Nocca, in den E Steilhängen des Noccatales befindet sich z. B. eine solche grosse Linse, deren S Ausläufer in der Cima d'Agaro erneut zu einer gewaltigen Mächtigkeit anschwellen und die gesamte Gipfelpartie mit ihren talkreichen Gesteinen aufbauen. Nicht nur seitlich, gegen S bzw. gegen N, sondern auch gegen die Tiefe zu scheinen diese beiden grossen Linsen auszudünnen, während sie in orographisch hoch gelegenen Gebieten durchwegs grosse Mächtigkeiten aufweisen. Dasselbe gilt auch für mehrere kleinere Vorkommen.

Fast immer, ausser einem Vorkommen bei Alpe Coloro und einem N Alpe Agarina, sind diese Gesteine mit Amphibolit assoziiert, und sehr oft treten noch Glimmerschiefer und Karbonatgesteine hinzu.

Wegen der spärlichen Verteilung ist es nicht möglich, eventuelle Verbindungslinien zwischen den einzelnen Vorkommen in den grossen Gneiss-

massen zu ziehen. Hingegen können in der *Isorno-Serie* und in der *Lago Gelato-Zone* durchgehende ultrabasische Gesteinshorizonte auftreten, die zwar plötzlich ausdünnen und auch wieder anschwellen, jedenfalls aber auf km-Distanz sich immer etwa im gleichen geologischen Niveau befinden.

Beim ersten Blick auf die petrographische Karte fallen die beiden oben erwähnten ultrabasischen Gesteinslinsen auf. Sie liegen beide in der *Isorno-Serie*, im selben geologischen Niveau, im Dach der Augengneisse. Die durchschnittlich 200 m mächtigen Augengneisse reduzieren sich am Ort der ultrabasischen Gesteine ganz beträchtlich, bei der Cima d'Agaro-Linse sogar auf wenige Meter, d. h. das Anschwellen der Linsen geht auf Kosten des Nebengesteins. NE von Alpe Canoggia zeigen sich Anzeichen für eine völlige Umhüllung der Agaro-Linse durch den Augengneiss, dessen Dachpartie hier die ultrabasische Gesteinslinse überdeckt.

Das Studium der Lagerungsverhältnisse erlaubt keine Antwort auf die Frage nach der Herkunft der ultrabasischen Gesteine wegen der grossen Beweglichkeit, die diesen Gesteinen innewohnt und die es ihnen ermöglicht, entlang Diskontinuitätsflächen zu wandern, um so in eine ganz fremde Umgebung zu gelangen, wie dies z. B. wahrscheinlich bei den isoliert mitten in der Leone-Gneissmasse steckenden ultrabasischen Gesteinslinsen von Alpe Coloro und Agarina der Fall ist. Das Gestein ist zwar nicht in einzelne Scherben zerlegt, wie dies bei Serpentiniten vorkommt, aber dass Bewegungen und damit verbundene Massentransporte stattgefunden haben müssen, ist an den Knetformen der ultrabasischen Gesteine abzulesen. Die makroskopisch z. T. gut erkennbaren, grossen, länglichen Olivinkristalle sind oft auf eng gewundenen, subparallel verlaufenden Flächen angeordnet, was manchmal einer Fluidaltextur täuschend ähnlich sieht. Diese innigen Verknetungen bleiben auf den ultrabasischen Körper beschränkt und greifen nicht auf das Nebengestein über; auch die Grenzfläche zum Nebengestein bleibt unverfaltet. Das bedeutet, dass die Liegend- und Hangendgesteine sich relativ zueinander auf dem ultrabasischen Gesteinspolster bewegten, welches seinerseits dabei an einigen Stellen ausgepresst und an anderen Stellen angehäuft wurde.

Der Vergleich mit ähnlichen Vorkommen in der Nachbarschaft gibt einen wichtigen Hinweis für die Herkunft dieser Gesteine. Es zeigt sich nämlich, dass die meisten ultrabasischen Gesteine der Lepontinischen Gneissregion an mesozoische Serien gebunden sind und somit zu den mesozoischen Ophiolithen gehören. Also ist es naheliegend, die Vorkommen der Valle Isorno derselben Gruppe zuzuordnen.

Ausgehend von einer mesozoisch ophiolithogenen Herkunft der ultrabasischen Gesteine läge es auf der Hand, auch den Paragesteinen der Nachbarschaft mesozoisches Alter zuzuschreiben (s. auch S. 300).

GESTEINSBESCHREIBUNG

Ein massiges, oft auch schiefriges Chlorit-Karbonat-Olivin-Strahlstein-Talkgestein ist der Hauptbestandteil dieser Gesteinsgruppe. Der quantitative Anteil der verschiedenen Mineralkomponenten schwankt jedoch beträchtlich, so dass ausser dem immer akzessorisch vorhandenen Erz auch Talk, Chlorit und Karbonat bisweilen die 5%- oder gar die 1%-Grenze unterschreiten können. Olivin ist oft gar nicht vorhanden und Anthophyllit selten. Epidot (Fe-reiche Varietät) wurde nur in einem Schliff gefunden, als Neubildung in Rissen und Gleitbahnen eines stark durchbewegten Karbonat-Chlorit-Strahlstein-Gesteins. Chlorit, Karbonat, Talk und Strahlstein sind praktisch Durchläufer.

Diese Heterogenität in der mineralogischen Zusammensetzung findet auch ihren Niederschlag im äusseren Habitus des Gesteins. So reicht das Spektrum von einem weichen sich fettig anführenden, grobblättrig bis feinschuppigen Anthophyllit-Talkgestein (je nach Anteil an Karbonat oder Chlorit und Olivin bräunlich oder dunkelgraugrün gefärbt) über ein dichtes, verworren schuppiges, graugrünes, topfsteinähnliches Gemenge von Chlorit, Talk und Strahlstein bis zu einem dichten, zähen, dunkelgraugrünen Talk-Karbonat-Chlorit-Olivin-Tremolitgestein (in einem Fall sehr epidotreich).

Verschiedene Zwischenglieder sind möglich je nach dem quantitativen Anteil der am Aufbau beteiligten Minerale. So wurde unterhalb Alpe Nezza eine Chlorit-Tremolitlinse gefunden, die fast ausschliesslich aus radialstrahlig angeordnetem Tremolit besteht. Beim gleichen Aufschluss finden sich bis 10 cm lange, parallelfasrige Aggregate aus Tremolitasbest.

Am W-Ende des Stausees von Merlatta liegt ein hartes, splittrig brechendes, dichtes, graugrünes Gestein vor, das sehr reich an Olivin ist, und das eine m-dicke Randpartie bildet zwischen einem Zweiglimmer-Kalifeldspat-Plagioklasgneiss und einem karbonatführenden Chlorit-Talk-Olivinfels.

MIKROSKOPISCHE UNTERSUCHUNG

Die am Aufbau der ultrabasischen Gesteine beteiligten Minerale befinden sich fast alle in einem chemischen Ungleichgewicht. Das ist ein

auffallendes Merkmal aller im folgenden beschriebenen Mineralvergesellschaftungen, im besonderen der olivinhaltigen Gesteine.

Die bis daumengrossen, oft verschmierten, oft perlschnurartig aneinandergereihten, oft regellos verstreuten, idiomorphen bis hypidiomorphen Olivinkristalloblasten scheinen wegen ihrer Form und ihrer Grösse eine Sonderstellung im Lepontin einzunehmen. Ich schliesse daraus, dass die Druck-Temperatur-Verhältnisse im Isornogebiet für die Bildung von Olivin ganz besonders günstig waren. Wie aus der folgenden Beschreibung hervorgeht, ist der Olivin eines der ältesten Mineralien, d. h. in einem frühorogenen Stadium, zur Zeit der Olivinbildung, bestanden im Isornogebiet Druck-Temperatur-Bedingungen, wie sie im übrigen Lepontin wahrscheinlich nicht erreicht worden sind.

Das Verhältnis von Serpentin zu Olivin

Serpentin, in unserem Fall immer ein Glied aus der Antigoritreihe, ist quantitativ bedeutungslos. Er findet sich in Gesellschaft von Olivin (Forsterit) und Talk und erscheint als Füllmaterial von Zwickeln (Fig. 14, Fig. 15a, Fig. 16c, Fig. 17a). Seine Entstehung aus Olivin ist bekannt,

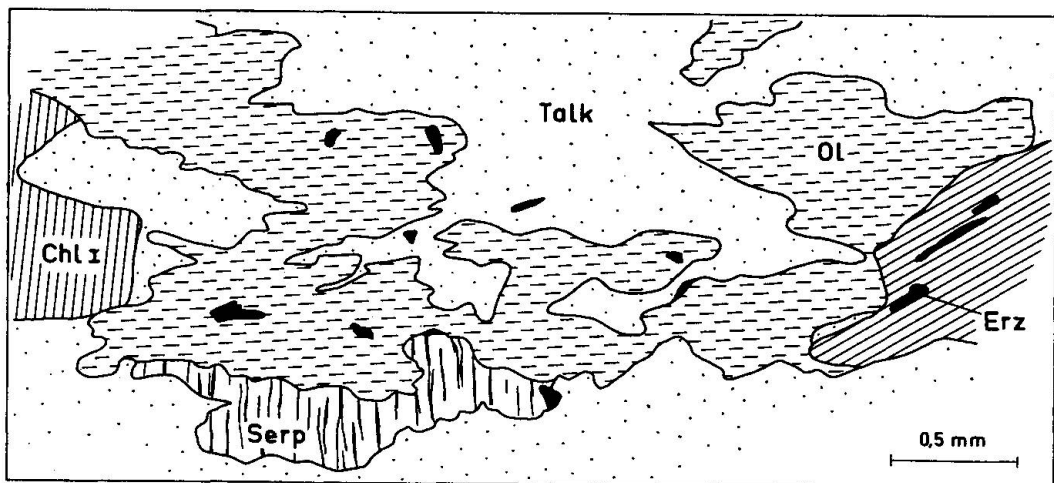


Fig. 14. Umwandlung von Olivin in Talk.

und auch die unter CO_2 -Zufuhr vor sich gehende Talkbildung als Fortsetzung dieses Umwandlungsprozesses ist eine verbreitete Erscheinung. Fig. 15a illustriert diese Verhältnisse gut: ein Aggregat aus groben Talkschuppen umschliesst allseitig feine Serpentinblättchen, die ihrerseits kranzförmig einen Olivin umhüllen und zerlegen.

Das Verhältnis von Talk zu Olivin und Strahlstein

Talk, ein Durchläufer der ultrabasischen Gesteine, ist also einerseits ein Endglied aus der Entwicklungsreihe Olivin \rightarrow Serpentin \rightarrow Talk, andererseits aber wahrscheinlich hauptsächlich ein direktes Umwandlungsprodukt des Olivins ohne die Serpentin-Zwischenstufe.

Fig. 14 zeigt einen ursprünglich einheitlichen Olivinkristall, dessen Überreste nun noch inselförmig in einer Talkgrundmasse schwimmen, d. h. Talk wächst auf Kosten von Olivin und an einer Stelle auf Kosten von Serpentin.

Ausser seinem engen Verhältnis zum Olivin binden den Talk ähnliche Beziehungen auch an den Strahlstein. Es handelt sich um Tremolit (Grammatit), der in zwei Generationen auftritt:

- a) Eine junge Phase (Tremolit II) durchschlägt mit ihren strahligen Garbenbündeln alle Mineralgemengteile, sogar frischen Chlorit wie aus Fig. 15b zu ersehen ist.
- b) Eine ältere Phase (Tremolit I) wird von Talk verdrängt, was man aus Fig. 15c leicht ablesen kann. Hier ist der Talk im Begriff, einen Tremolitkristall zu ersetzen.

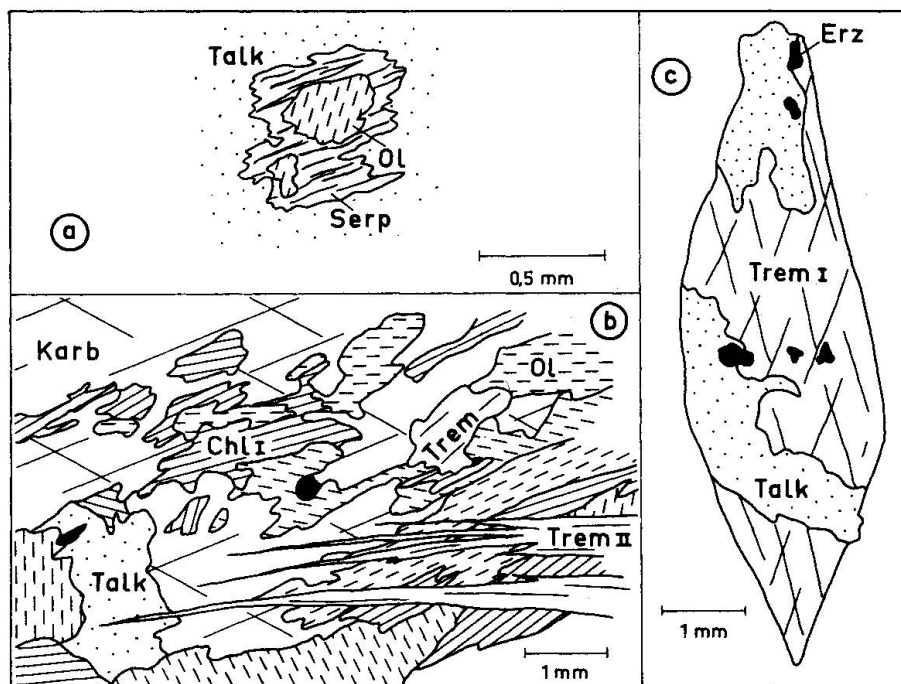


Fig. 15.

- a) Umwandlung: Olivin \rightarrow Serpentin \rightarrow Talk.
- b) Tremolit_{II} wahrscheinlich jüngste Bildung aller vorhandenen Minerale.
- c) Tremolit_I wird pseudomorph von Talk ersetzt, d. h. Talk ist jünger.

Ähnlich wie der Talk (er verdrängt Olivin und Tremolit) führt auch das Karbonat sozusagen einen Zweifrontenkampf:

Das Verhältnis von Karbonat zu Olivin und Anthophyllit

Die Entwicklung des Karbonates (n_0 schwankt von Probe zu Probe in den Grenzen von 1,680 und 1,712 bewegt sich also im Gebiet von Dolomit, Ankerit und Magnesit) geht zu geringem Teil auf Kosten von Anthophyllit, in der Hauptsache aber von Olivin.

In den wenigen karbonatfreien und auch karbonatarmen ultrabasischen Gesteinen erscheint der Olivin, wie schon betont, in grossen, langgestreckten Körnern, die mit zunehmendem Karbonatgehalt ihre einheitliche Form einbüßen und zu rudimentären Skeletten degenerieren. Ähnlich wie der Talk, nur in viel umfangreicherem Masse verdrängt das Karbonat den Olivin. Beides, sowohl das Karbonat- wie auch das Talkwachstum erfolgt wahrscheinlich im selben Akt wie z. B. Fig. 16a vermuten lässt. Hier wird ein ursprünglich einheitlicher Olivinkristall in mehrere Flecken zerlegt, zur Hälfte durch einen Karbonatkristall und zur Hälfte durch ein vordringendes Talkaggregat. Für die umfangreiche Karbonatneubildung auf Kosten des Olivins sollen Fig. 15b, 16b und Fig. 16c Zeugnis ablegen.

Der bisweilen auftretende Anthophyllit erleidet dasselbe Schicksal wie die ältere Tremolitgeneration. Er wird von Talk aufgezehrt (Fig. 16c), aber auch von Karbonat, was ganz klar in Fig. 16c zum Ausdruck kommt:

In der unteren linken Bildhälfte sind die Reste eines Anthophyllits zu erkennen, der ursprünglich einen Olivin quer durchschlagen hat. Diese Anthophyllitleiste ist nur noch rechts unten und weiter oben stellenweise in kleinen Fetzen und feinen, fasrigen Einschlussresten erhalten, sonst aber wird ihr gesamter Raum von Karbonat eingenommen. Es liegt also eine Pseudomorphose von Karbonat nach Anthophyllit vor.

Eine Besonderheit und gleichzeitig ein weiterer Hinweis für die Richtigkeit dieser Interpretation bietet sich bei der genauen konoskopischen Untersuchung des Karbonats. Das gesamte in Fig. 16c dargestellte Karbonat, das den Tremolit pseudomorph ersetzt wie auch den Olivin angreift, ist in bezug auf die Auslöschung ein Einkristall. In der Zone aber, die ehemals von der Anthophyllitleiste eingenommen wurde, ist das Karbonat schwach zweiachsig (in Fig. 16c mit besonderer Kreuzsignatur hervorgehoben), während im übrigen Teil des ehemals vorhandenen Olivins derselbe Karbonatkristall sich als einachsig erweist.

Der in bezug auf die Optik heterogene Karbonat-Einkristall ersetzt

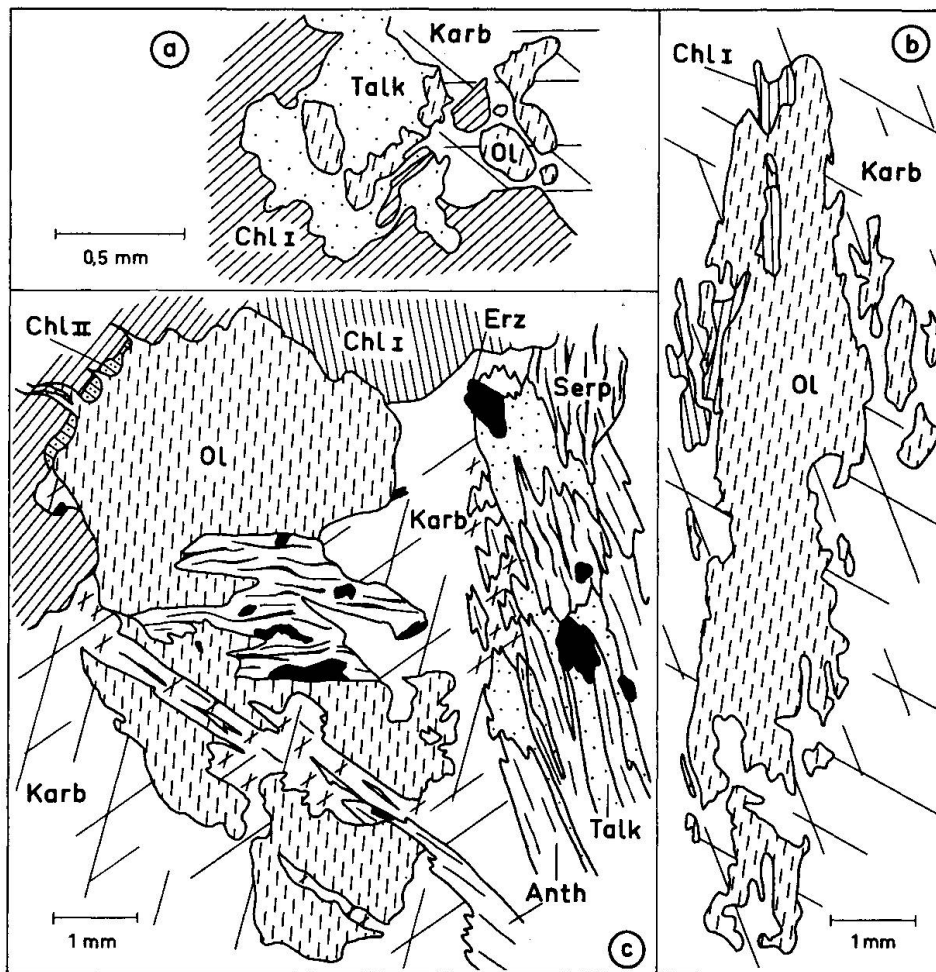


Fig. 16.

- a) Talk und Karbonat verdrängen einen Olivinkristall.
- b) Karbonat verdrängt Olivin.
- c) Karbonat verdrängt Olivin und ersetzt Anthophyllit.

also gleichzeitig sowohl Olivin, unter Bildung eines regulären, einachsigen negativen Karbonats, als auch Anthophyllit, unter Bildung eines schwach zweiachsigen negativen Karbonats.

Gerichteter Druck und inhomogene Spannungsfelder innerhalb des Gesteins werden oft für die bisweilen auftretende Zweiachsigkeit des Karbonats verantwortlich gemacht. Dies mag in anderer Form auch für den vorliegenden Fall zutreffen. Im Bereich des zweiachsigen Karbonats ist der Kristall unrein, was bedingt wird durch den Umwandlungsprozess. Fehler im Gitterbau und submikroskopische Einschlüsse führen zu internen Spannungen, welche die Zweiachsigkeit hervorrufen können.

D. h. die Ursache der Domänenstruktur liegt nicht ausserhalb, sondern innerhalb des Kristalls.

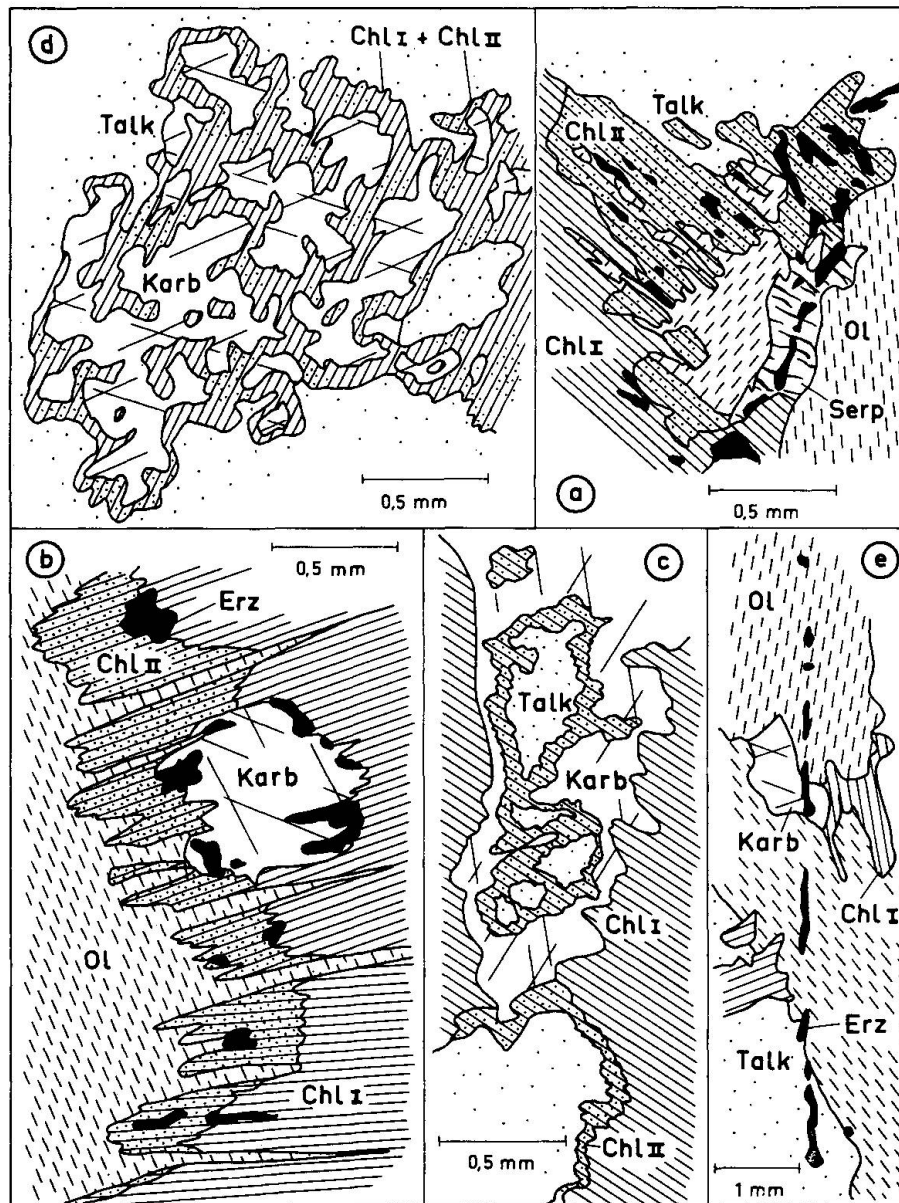


Fig. 17.

- a) und b) Chloritisierung des Olivin verbunden mit Erzausscheidung.
- c) Chloritisierung von Talk.
- d) Chloritisierung von Karbonat.
- e) Erz, nicht an Umwandlungsvorgänge gebunden.

Das Verhältnis von Chlorit zu Olivin, Talk und Karbonat

Chlorit, ein Durchläufer, ist durchwegs in grösserer Menge vorhanden und tritt in zwei verschiedenen Varietäten auf:

Chlorit_I zeigt einen schwach grünlichen Pleochroismus, schmutzig graugrüne Interferenzfarben, negative Elongation und ist einachsigt positiv.

Chlorit_{II} ist selten ganz schwach grünlich pleochroitisch gefärbt, zeigt graue bis anomal blaue Interferenzfarben, besitzt positive Elongation und ist einachsigt negativ. Chlorit_I ist quantitativ weit in der Übermacht und an den Umwandlungsprozessen wenig beteiligt, ausser wenn er mit Chlorit_{II} verwachsen ist. Chlorit_{II} liegt meist in der Randpartie von Chlorit_I, und es macht den Eindruck, dass gerade von dieser Front aus Chloritisierungsvorgänge gegen die Nachbarminerale einsetzen, besonders gegen Olivin. Fig. 17a und Fig. 17b illustrieren diese Vorgänge. Auch Talk wird von dieser Chloritisierungsphase ebensowenig verschont wie Karbonat (siehe Fig. 17c, Fig. 17d). Allerdings sind solche intensive Chloritisierungsvorgänge wie sie in Fig. 17d dargestellt sind, nur sehr selten zu sehen.

Erz und seine Beziehung zu den Mineralgemengteilen

Es handelt sich hauptsächlich um Magnetit, der bei den meisten der oben beschriebenen Umwandlungsprozessen gebildet wird. Da diese Prozesse zeitlich gegliedert sind, muss somit auch der Magnetit verschiedenen Generationen angehören. So sollte es also nicht verwundern, wenn neben Bildern wie Fig. 17a, wo die Erzanhäufung sicherlich eine Folge der Umwandlung Olivin-Chlorit ist, auch Erscheinungen wie in Fig. 17e auftreten, wo die Erzzeile keine gesetzmässige Beziehung zur Umgebung erkennen lässt, sondern das Abbild einer älteren verwischten Struktur darstellt.

IV. Die alpine Metamorphose

Wie aus dem Strukturellen Teil hervorgeht, werden die grossen alpinen Bewegungsphasen von der Metamorphose überdauert. Es handelt sich um den Barrow-Typ der regionalen Thermo-Dynamometamorphose im Sinne von H. G. WINKLER (1965); die im Geologisch-petrographischen

Teil aufgezählten Minerale sprechen für die Staurolith- und Disthen-Subfazies der Almandin-Amphibolitfazies.

Nach Winkler sind für diese Fazies folgende Merkmale kennzeichnend:

- Plagioklas mit $An > 15\%$ in metamorphen Karbonatgesteinen und Amphiboliten.
- Staurolith, Disthen, Anthophyllit, Grossular-Andradit und Diopsid.

Granatbestimmungen habe ich keine vorgenommen; Diopsid konnte im gesamten Untersuchungsgebiet nicht gefunden werden; im übrigen aber stimmen alle von Winkler aufgezählten Merkmale dieser Fazies mit den Verhältnissen der Valle Isorno überein.

Die Grünschieferfazies und der höchst temperierte Teil der Almandin-Amphibolit-Fazies treten nicht auf, weil sowohl Chloritoid und Pyrophyllit als auch Sillimanit fehlen.

Obwohl keine chemischen Gesamtgesteinsanalysen zur Verfügung stehen, muss angenommen werden, dass die Projektionspunkte der Karbonatglimmerschiefer in die Umgebung der C-Ecke des ACF-Dreiecks fallen, eine chemische Zusammensetzung also, aus der sich unter der Wirkung der Almandin-Amphibolitfazies Diopsid entwickeln muss. Aber Diopsid konnte nicht gefunden werden, und somit bleibt das Problem ungelöst.

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Westflanke des Tessiner „Wärmedoms“ (E. WENK, 1962) und in der Staurolith-Disthen-Zone (E. NIGGLI, 1965). Obwohl seine Längserstreckung etwa parallel zu den Isograden der Wärmebeule verläuft, streuen die An-Werte in den Karbonatgesteinsparagenesen ziemlich stark, wie aus Fig. 11 hervorgeht. Diese Inhomogenität reicht bis in den mikroskopischen Bereich hinein, wo Plagioklase verschiedenen An-Gehaltes koexistieren. Das kann Ungleichgewicht bedeuten, aber wie aus S. 258 hervorgeht, können auch strukturelle Eigenheiten der „intermediate series“ der Plagioklase eine Rolle spielen.

Bis zur Klärung dieser Fragen, d. h. bevor man nicht weiss, welcher der verschiedenen Plagioklastypen der metamorphen Karbonatgesteine den hier diskutierten Metamorphosegrad widerspiegelt, ist man gezwungen, das gesamte Gebiet zwischen Masera, Wandfluhhorn und M. Cistella (siehe A. G. MILNES, 1964) vorderhand einer Andesin-Labrador-Bytownit-Zone zuzuordnen, die noch nicht weiter unterteilt werden kann. Immerhin herrschen im Streifen zwischen Masera und Wandfluhhorn Labradorwerte vor (siehe auch Fussnote auf S. 258).

V. Struktureller Teil

In der Übersichtskarte (Fig. 18) ist das Untersuchungsgebiet durch Strichsignatur hervorgehoben und in drei Abschnitte gegliedert. Die Zone 2 enthält den mittleren Teil und grenzt im N etwa auf der Linie A. Ratagina-Pizzo di Campolatte an die Zone 3 und im S etwa auf der Linie A. Coipo-Cima la Sella an die Zone 1. Jede Zone umfasst in bezug auf das planare Parallelgefüge homogene Bereiche.

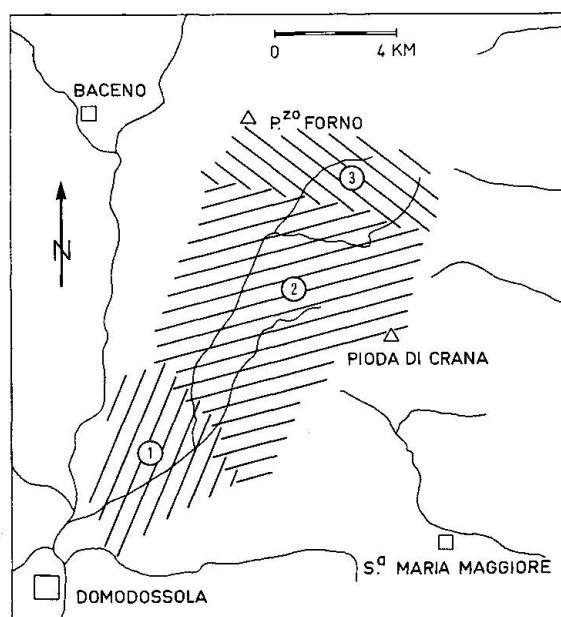


Fig. 18. Topographische Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes. Einteilung in drei Strukturbezirke. Diese sind jeweils durch eine richtungskonstante planare Paralleltexur ausgezeichnet.

Auf dem Schmidtschen Netz (Fig. 19, obere Halbkugel) gelangen die über das gesamte Untersuchungsgebiet einigermassen statistisch verteilten Messdaten des planaren und linearen Parallelgefüges zur Darstellung. s-Flächen und b-Lineationen belegen je einen Gürtel, der hervorgerufen wird durch die kontinuierliche Lageveränderung von S nach N sowohl der s-Flächen wie auch der b-Lineationen. Neben dieser gesamthaften Auswertung der Messdaten wurden die Maxima jeder einzelnen Zone getrennt ermittelt und in das Sammeldiagramm hineinprojiziert.

Man erkennt deutlich die Schwenkung des s-Flächenstreichens. Das Maximum der im S gelegenen Zone 1 verlagert sich kontinuierlich in Pfeilrichtung über die Zone 2 zum Maximum der nördlichen Zone 3. Ähnliches gilt auch für die b-Lineationen, die sich zwar in Zone 1 und 2

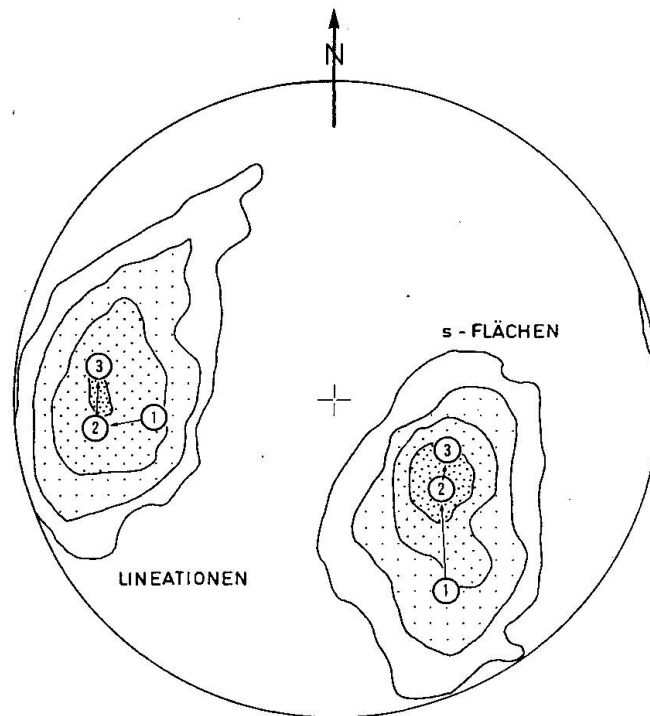


Fig. 19. Flächentreue Azimutalprojektion (obere Halbkugel) von 992 s-Flächenpolen und 476 b-Lineationen 15 - 7 - 3 - 1 %. Die Maxima der drei Strukturbezirke (s. Fig. 18) sind hineinprojiziert.

nur durch den Fallbetrag und nicht durch die Richtung unterscheiden, die aber dann in der nördlichen Zone 3 deutlich eine Schwenkung im Streichen aufweisen. Das planare und das lineare Parallelgefüge zeigen also beide eine kontinuierliche Veränderung ihres Streichens. Nur verläuft die Schwenkung der beiden nicht konform im gleichen sondern im entgegengesetzten Drehsinn.

Das alles kann man auch aus der Strukturkarte ablesen (Tafel I). Hier sollte es nur noch einmal statistisch mit allen vorhandenen Messdaten belegt werden.

DAS PLANARE PARALLELGEFÜGE

Dieser Begriff umfasst im allgemeinen sowohl die Grenzflächen von stofflich oder gefügemässig verschiedenartigen Gesteinsbänken, -platten, -bändern, oder -schichten wie auch Scherflächen, welche die oben genannten Erscheinungsformen beliebig schief schneiden oder parallel dazu verlaufen können (man spricht von Transversalschieferung). Axialebenen von Falten können als Transversalschieferung ebenfalls ein planares

Parallelgefüge entwickeln. Die Klüftung gehört auch in die Gruppe des planaren Parallelgefüges, wird aber in einem späteren Abschnitt behandelt und hier nicht berücksichtigt.

Alle diese im Grunde verschiedenen Flächensysteme werden in der vorliegenden Arbeit zusammengefasst, weil sie mit wenigen Ausnahmen absolut parallel sind. Alle Messungen beziehen sich auf *s* des Gefüges, und ein Grossteil davon entspricht gleichzeitig dem Stoff-S. Die wenigen Beispiele von spitzwinklig zur Schieferung verlaufendem Stoff-S beschränken sich auf glimmerreiche, nahezu isoklinal verfaltete Schmitzen und auf dünne, aplitische ebenso verfaltete Bänder. Beide Fälle wurden vorwiegend in Gneissen beobachtet. Die Glimmer der Schmitzen sowie diejenigen der aplitischen Bänder liegen jeweils konform in der *s*-Fläche des umgebenden Gesteins.

Die Seltenheit ihres Auftretens und die starke isoklinale Verfaltung sind charakteristische gemeinsame Eigenschaften beider Fälle. Deshalb betrachte ich die Durchbewegung für einen ganz bedeutenden Faktor, der auch eventuell vorhandene ursprüngliche Verschiedenheit von Stoff-S und einem mechanischen S völlig auszugleichen vermocht hat. Das daraus hervorgegangene Gefüge-S ist daher dominierend für das gesamte Untersuchungsgebiet und weit über dessen Grenzen hinaus.

Das Schichtstreichen fügt sich harmonisch in die von E. WENK (1962 b) ausschnittsweise veröffentlichte *s*-Flächenkarte der Lepontinischen Gneissregion. Nicht nur durch Messungen in monotonen Gneissen, sondern auch durch Kartieren lithologisch verschiedenster Gesteinstypen kommt der langsame Übergang vom ENE-Streichen im S in NNE-Streichen im N sehr gut zum Ausdruck. Dieser leichte Bogen verläuft subparallel zum Gewölbescheitel der Tosakulmination. Das Einfallen der Schichten wechselt von S-Fallen im S zu E-Fallen im N. Die Fallbeträge erreichen im SW ihre höchsten Werte von 70 bis 90° und in der entgegengesetzten Ecke im NE relativ geringe Werte von 30 bis 35° durchschnittlich. Offenbar beginnt sich schon hier im oberen Agrasinatal eine Struktur abzuzeichnen, die sich erst viel weiter im E im flachen Gewölbe von Crana manifestiert (KNUP, 1958). In den übrigen Teilen des Untersuchungsgebietes streuen die Werte im Durchschnitt zwischen 35 und 55°.

DAS LINEARE PARALLELGEFÜGE

Ein Blick auf die Strukturkarte (Tafel I) zeigt, dass hier gleich wie beim planaren Parallelgefüge keine Unterschiede gemacht werden zwi-

schen den verschiedenen Arten von linearer Paralleltexur. Ich fasse also zusammen alle Mineralelongationen (hauptsächlich von Glimmer und Hornblende), Längserstreckung von Augen, die sich auf einer s-Fläche oft als Stengel entpuppen sowie Faltenachsen mit Amplituden und Wellenlängen im mm- bis m-Bereich. Grobe, unregelmässige Wellungen der s-Flächen, Buckel, Wülste, ebenso wie Rillen und Streifen auf Harnisch- und Kluftflächen finden keine Berücksichtigung in der Strukturmarte. Den Klüften und Störungen wird ein spezieller Abschnitt gewidmet.

Die Zusammenfassung all der erwähnten Arten von linearer Paralleltexur, besonders aber auch die Einbeziehung der Grossfaltenachsen von Amplitudenlängen im m- und 10-m-Bereich, scheint mir dadurch gerechtfertigt, dass die Streichrichtung aller Elemente jeweils im mesoskopischen Bereich konstant ist, sei es dass Faltenachsen und Striemung nebeneinander gleichzeitig auftreten oder sei es, dass die allgemeine Richtung ändert. Auch im letzteren Fall wird die Schwenkung von allen Elementen mitgemacht. So erkennt man z. B. gut das sehr konstante E-Streichen, welches fast das ganze Kartenblatt beherrscht. Nur in der NE-Ecke, etwa von der Linie A. Camana-Pizzo Apteggia E-wärts macht sich ein Einschwenken in die SE-Richtung bemerkbar, einer Richtung, die in der Valle Onsernone und besonders in der Valle di Vergeletto vorherrscht. Dieser Richtungsänderung folgen ausnahmslos alle Elemente der linearen Parallelschar. Der durchschnittliche Fallbetrag liegt zwischen 20 und 30°.

DIE ALTERSFRAGE

Die Beziehung zwischen dem Verlauf der Lineation und dem planaren Parallelgefüge, d. h. die relative Konstanz der Lineationsrichtung und ihr selbständiges Verhalten gegenüber dem s-Flächenstreichen im N halte ich für einen Hinweis darauf, dass die Prägung der Lineation nicht älter sein kann als die Stapelung der verschiedenen geologischen Einheiten.

Folgendes betrachte ich als Hinweis auf das syn- bis postkinematische Alter des linearen Parallelgefüges (synkinematisch in bezug auf den Haupttakt der Bildung des Lepontinischen Gneissgebäudes): die Verhältnisse bei der Umbiegung von Masera, bei jener von A. Bosa, sowie eine Gefügestudie im Raum NW von Altoggio. Dies und eine Studie über Glimmer-Calcit-Skapolith-Kornregelung in metamorphen Karbonatgesteinen sind gleichzeitig Hinweise darauf, dass es sich beim linearen Parallelgefüge um eine B-Lineation im Sinne von SANDER handelt.

Kornregelung in metamorphen Karbonatgesteinen

Um das Verhältnis von Deformation und Kristallisation näher zu beleuchten, wurden drei regelmässig über das Untersuchungsgebiet verteilte Karbonatgesteinsproben gefügeanalytisch untersucht (Fig. 20). Die Koordinaten der Proben lauten: Wi 225, Koord. 50,72/12,02; Wi 307, Koord. 52,57/15,20; Wi 421 a, Koord. 55,52/21,49. Carta d'Italia, 1:25000, Blatt Valle dell'Isorno. Die Dünnschliffebenen liegen jeweils in ac des mesoskopisch erkennbaren Gefüges.

Ohne Schnitteffektkorrekturen wird die Form der Maxima und auch deren Intensität verändert. Aber die Häufungsstellen bleiben auf der Lagenkugel mehr oder weniger erhalten. Dieser Vorbehalt, die schlechte Regelung des Calcit und die z. T. zu geringe Anzahl der Messdaten sind die Gründe, warum den Prozentkurven nur relative Bedeutung zugemessen werden darf. Wichtig erscheint mir vor allem jedoch der Vergleich verschiedener Minerale, über deren Orientierung Fig. 20 eindrücklich Aufschluss gibt.

Glimmer

In der Hauptsache handelt es sich um Phlogopit, welcher in allen drei Beispielen die Lage der s-Flächen eindeutig festlegt.

Calcit

Jeder Kristall mit sichtbaren e-Lamellen wurde eingemessen und aus dem Pol der Fläche e und aus [0001] die kurze Diagonale der Zwillings-ebene konstruiert. Die so entstandenen Diagramme zeigen nur eine sehr schlechte Regelung im Vergleich mit Glimmer, Skapolith und Turmalin. Die Konstruktion der nicht sichtbaren e-Lamellen hätte diesen Eindruck noch verstärkt. So aber enthalten die Diagramme nur die im ac-Schnitt visuell erfassbaren Zwillingslamellen. Dabei wurde festgestellt, dass auch bei einer [0001]-Lage parallel zur Schliffebene nur ganz selten alle drei e-Lamellen sichtbar wurden, sondern höchstens deren zwei. Das bedeutet, dass nicht unbedingt alle möglichen e-Lamellen entwickelt sein müssen und dass folglich die Konstruktion der unsichtbaren fehlenden Lamellen eine zusätzliche Fehlerquelle darstellen könnte.

Die in Fig. 20 gezeigten Calcitdiagramme sind auf Grund ihrer schwachen Regelung nur schwer deutbar. Zur Erleichterung wurden die um 26° von der c-Achse entfernten Kleinkreise eingezeichnet. 26° beträgt der Winkel, den der e-Lamellenpol mit der c-Achse [0001] bildet.

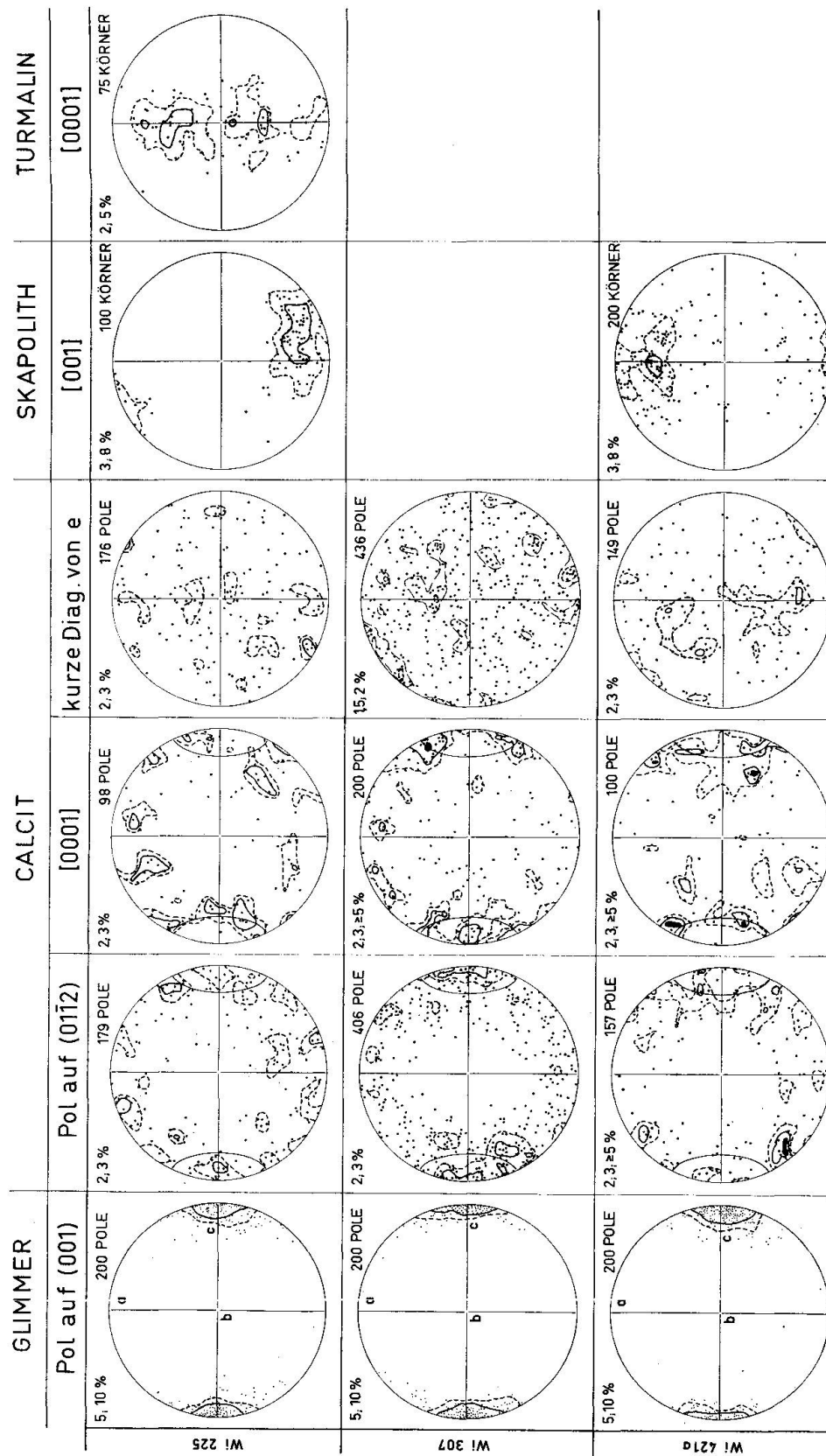


Fig. 20. Gefügeanalyse von Glimmer, Calcit, Skapolith und Turmalin in metamorphen Karbonatgesteinen. Flächentreue Azimutalprojektion auf obere Halbkugel.

Die Pole auf die Zwillings Ebenen (0112) besetzen nur in Wi 307 ein relativ eindeutiges Maximum, eine Gesetzmässigkeit, die sich auch im [0001]-Diagramm von Wi 307 widerspiegelt. Die optischen Achsen liegen auf dem 26° -Kleinkreis und belegen dort im Prinzip zwei Maxima. Das bedeutet, dass die Lagefreiheit der e-Lamellen beschränkt ist, was sich im dritten Calcitdiagramm von Wi 307 allerdings aus geometrischen Gründen nur schlecht äussert (denn eine leichte Drehung bedingt schon eine beträchtliche Positionsveränderung der kurzen Diagonalen auf der oberen Lagenhalbkugel). Die optischen Achsen der Proben Wi 225 und Wi 421a liegen ebenfalls z. T. auf dem 26° -Kleinkreis.

Angesichts mehrerer Nebenmaxima und der beträchtlichen Streuung kann nur mit grossen Vorbehalten folgende Regel aufgestellt werden: die e-Lamellen besetzen eine Häufungsstelle in der s-Fläche des Gefüges. Die optischen Achsen liegen auf dem 26° -Kegelschnitt und häufen sich bei Wi 307 in zwei einander diametral gegenüberliegenden Maxima. Das bedingt eine Konzentration der kurzen Diagonalen der e-Lamellen, was aus den oben erwähnten Gründen bei der ohnehin schon schlechten Regelung allerdings nicht zum Ausdruck kommt. Nach SANDER entsprechen die kurzen Diagonalen der Gefügerichtung a; die c-Achse ist durch die Glimmerdiagramme gegeben, und die b-Achse steht senkrecht auf a und c. Die auf diese Weise erhaltenen Gefügerichtungen stimmen mit den makroskopisch sichtbaren Bezugsrichtungen überein und sind in den Glimmerdiagrammen eingezeichnet.

Die senkrecht zur Schliffebene verlaufende Gefügerichtung ist also eine B-Achse im Sinne von SANDER; diese läuft parallel zur makroskopisch sichtbaren Lineation. Das bedeutet, dass sämtliche Elemente der linearen Paralleltexur mit grosser Wahrscheinlichkeit B-Achsen im Sinne von Sander sind.

Skapolith

Der Skapolith ist nach dem Glimmer am besten geregelt. Die c-Achsen belegen in den beiden zur Diskussion stehenden Fällen je ein Maximum in scharfem Gegensatz zu den Ergebnissen von K. URBAN (1934), der in seinen sechs Kalksilikatgesteinen durchwegs nur Skapolithgürtel festgestellt hat. Die Lage dieser Gürtel hängt von der Lage und Verteilung der Glimmermaxima ab, was von den metamorphen Karbonatgesteinen der Valle Isorno ebenfalls nicht behauptet werden kann; denn in den vorliegenden zwei Beispielen sind die Glimmermaxima sehr ähnlich und trotzdem fallen die [001]-Pole nicht genau auf denselben Häufungsort.

In Probe Wi 421 a liegt das Maximum in der s-Fläche nahe bei Gefüge-a, in Wi 225 im SE Quadranten, allerdings ebenfalls nahe bei Gefüge-a.

Ein Vergleich mit den Skapolith - Gefügeuntersuchungen von O. BRAITSCH (1954) ist nur unter Vorbehalten möglich, da sich Braitschs Beobachtungen auf einen „Nichttektonit“ beziehen und alle Gesteine der Valle Isorno B-Tektonite sind. Immerhin zeigt sich jedoch eine gewisse Ähnlichkeit mit den Proben Wi 225 und Wi 421 a insofern, als auch bei Braitsch vorwiegend Maxima auftreten und keine Gürtel wie bei Urban.

Turmalin

Die optischen Achsen von Turmalin besetzen einen ab-Gürtel. Sie häufen sich in zwei Maxima, die je ca. 30° von Gefüge-b entfernt sind.

Folgerungen

Die im Überfluss vorhandenen B-Achsen sind Zeugen einer bewegten Vergangenheit, Zeugen intensiver deformativer Kräfte. Die unversehrte Frische aller Minerale und deren Einregelung in das von der Deformation geschaffene Gefüge sprechen für eine syn- bis postkinematische Kristallisation.

Der schlecht geregelte Calcit, bei dem die B-Achse nur noch schleierhaft aus den Diagrammen hervorgeht, ist somit in einer Spätphase der Deformation rekristallisiert, zu einer Zeit, da die gefügeprägenden Kräfte endgültig ausklingen. Der Skapolith hingegen sollte älter sein, weil er eine gute Regelung zeigt. Diese Schlussfolgerung findet eine schöne Bestätigung in der Dünnschliffuntersuchung der metamorphen Karbonatgesteine (S. 253), wo der Calcit neben dem Plagioklas die jüngste Kristallisation darstellt. Der Skapolith muss älter sein, weil er von Calcit verdrängt wird.

PLANARES UND LINEARES PARALLELGEFÜGE IM RAUM NW VON ALTOGGIO

Entgegen ihrem gewöhnlicherweise ruhigen Verlauf zeigen die Gneisse der „Lebendun“-Zone im Raum NW von Altoggio harmonische Verfallung im meso- und makroskopischen Bereich. Dies gestattet uns, mit Hilfe von s-Flächenmessungen die Richtung der Grossfaltenachse zu konstruieren und sie mit den Lineationen zu vergleichen.

Die in der stereographischen Projektion (Fig. 21) eingetragenen Messungen stammen aus einem der Aufschlüsse NW von Altoggio. Die

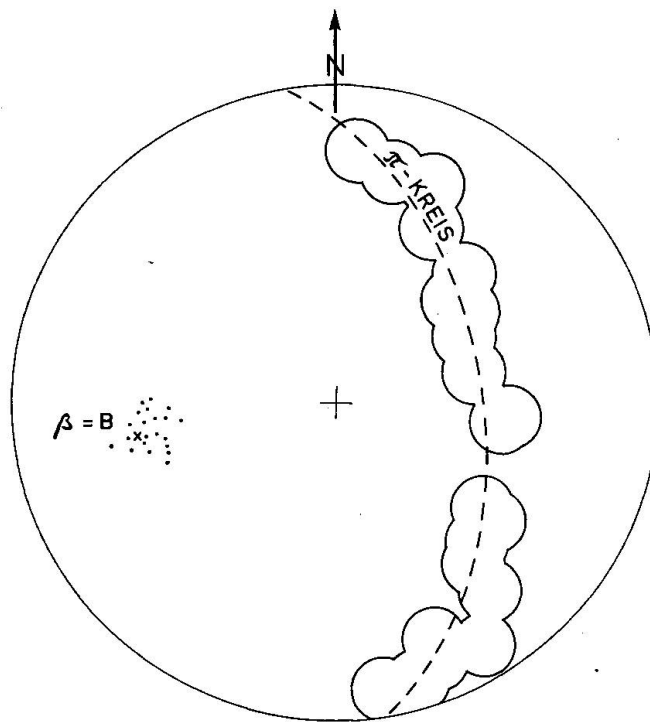


Fig. 21. Flächentreue Azimutalprojektion von 21 s-Flächen (1%-Kreise) und dazugehörigen Lineationen (Punkte) aus einem Aufschluss NW von Altoggio. Die Lineationen verlaufen parallel zur Grossfaltenachse B.

s-Flächenpole sind durch 1%-Kreise dargestellt, die Lineationen durch Punkte. Es zeigt sich, dass die s-Flächen einen Grosskreis belegen und die Lineationen mit dem Pol des π -Kreises, d. h. mit der B-Achse übereinstimmen. Die Lineationen sind B-Achsen im Sinne von Sander, sie stehen senkrecht zur Bewegungsrichtung.

Es gehört mit zur Definition der B-Achse, dass diese synkinematisch oder zumindest unter dem Einfluss einer ausklingenden Bewegungsphase entstanden sein muss. D. h. alle Elemente des linearen Parallelgefüges sind mit grösster Wahrscheinlichkeit das Abbild ein und derselben Bewegungsphase, weil sie parallel zu den Faltenachsen verlaufen.

Das orientierte Wachstum vieler Minerale, wie es in diesem und dem vorigen Abschnitt beschrieben wurde, erfolgt nicht nur parallel zur Kleinfältelungsachse und zur mesoskopischen Faltenachse, sondern auch parallel zu den Grossfaltenachsen, deren zwei jeweils am Rande meines Untersuchungsgebietes auftreten:

1. Die Antiform von Alpe Bosa.
2. Die Synform von Masera.

Ausserdem bildet die Kenntnis dieser beiden tiefgreifenden grosstrukturellen Besonderheiten, welche das auf den ersten Blick so eintönig erscheinende Gesteinsgebäude der Valle Isorno beleben und grundlegend beeinflussen, eine Voraussetzung für die Parallelisierung der verschiedenen geologischen Einheiten des Untersuchungsgebietes (S. 201).

Die Umbiegung (Antiform) von Alpe Bosa

Alpe Bosa liegt am äussersten N-Ende des Untersuchungsgebietes und ist in tektonischer Hinsicht zusammen mit Masera die wichtigste Lokalität des Untersuchungsgebietes.

Ein Blick auf die Strukturkarte (Tafel I) oder tektonische Übersichtskarte (Tafel II) zeigt, wie sich das Band der Isorno-Serie bei Alpe Bosa mit einer Gesteinsserie vereint, die SW Alpe Bosa das unmittelbar liegende Element der flach nach ESE einfallenden M. Leone-Gneissmasse bildet. Diese Gesteinsserie ist lithologisch ein Äquivalent der Isorno-Serie und kann also mit dieser gleichgesetzt werden. So findet die M. Leone-Gesteinsmasse bei Alpe Bosa vorläufig ein Ende (ob endgültig entscheiden die Untersuchungen zwischen Alpe Bosa und Wandfluhhorn, siehe J. HUNZIKER, 1966).

Vom zentralen M. Leone-Gneisskern aus betrachtet, muss man bei Alpe Bosa von einer Antiform sprechen (siehe Synform von Masera, S. 289). Möchte man Antiform von Alpe Bosa und Synform von Masera miteinander vergleichen, so fallen zwei vertauschte Schwierigkeiten besonders auf: Erweist es sich bei Masera als problematisch, anhand einer Stoffgrenze die Umbiegung zu erfassen (Mangel an Leithorizonten), so fällt es bei Alpe Bosa schwer, die Umbiegung mit s-Flächenmessungen zu belegen. Eine Vorstellung davon gibt die Strukturkarte (Tafel I) und ein genaues Bild die stereographische Projektion von s-Flächen und Lineationen aus dem kritischen Gebiet. Die statistischen s-Flächenmessungen belegen keinen eindeutigen Grosskreis, wie dies in der Umbiegung von Masera der Fall ist, sondern sie streuen um ein Maximum; d. h. die Antiform erscheint sehr eng und zusammengepresst und ist gekennzeichnet durch lange Schenkel und schmale, höchstens 10 bis 20 m breite Faltenkämme. Das ist der Grund, warum bei statistischen Messungen viel mehr N-S- als E-W-Streichen erfasst werden.

Die Lineationen streichen fast E-W und fallen mit ca. 30° gegen E ein. Sie besetzen ein gutes Maximum, das mit dem Pol des nur mit Mühe konstruierbaren π -Kreises zusammenfällt. Die Gneisse innerhalb des Umbiegungsbereiches sind stengelig ausgebildet. Die Stengelachsen zei-

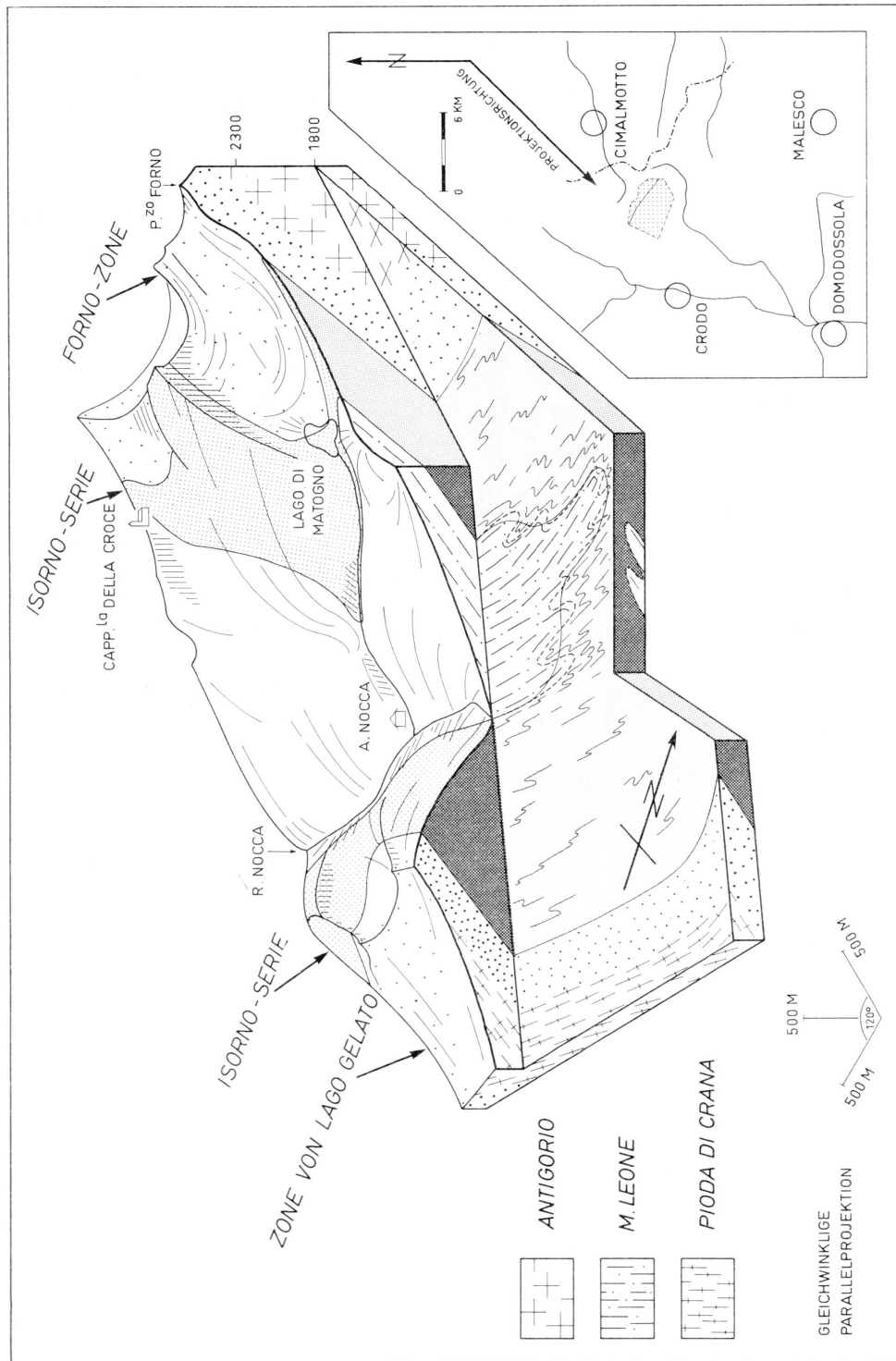


Fig. 22. Antiform von Alpe Bosa, dargestellt in gleichwinkliger Parallelprojektion.

gen die gleiche Richtung wie alle anderen Elemente der linearen Parallelenschar. Das Gestein ist ein B-Tektonit, die Lineation liegt in der Richtung parallel zur Gefügeachse B.

Das Blockdiagramm (Fig. 22) vermittelt einen Überblick über den Verlauf der schlingenartigen Umbiegung von Alpe Bosa. Bei einer Blickrichtung aus NE muss die nach E einsteckende Grossfaltenachse nach links unten geneigt sein, was aus der Profilschnittlage hervorgeht. Um den Verlauf der Grenzfläche zwischen den Gesteinen der M. Leone-Gneissmasse und der Isorno-Serie besser überblicken zu können, wurden alle s-Flächenmessungen im Bereich der Umbiegung, d. h. vom oberen Noccatal nordwärts, in Richtung des Schichtfallens auf das Niveau von 1800 m hinabprojiziert. Desgleichen wurde die lineare Parallelenschar nach der Tiefe zu verlängert und mit der horizontalen 1800-m-Ebene zum Schnitt gebracht. In beiden Fällen ergab die Verbindung der so konstruierten Punkte je eine geschwungene Linie, deren schwach asymmetrischer Verlauf in bezug auf die Geometrie der Grossfalte eine leicht gekrümmte Achsenfläche ahnen lässt. Beide Linien haben ähnliche Form, liegen nah beisammen und sind nur schwach gegeneinander versetzt. Sie können also durch eine einzige Linie ersetzt werden (in Fig. 23 ausgezogen), welche angenähert der Gesteinsgrenze M. Leone-Gneissmasse/Isorno-Serie entspricht.

Die nach der gleichen Art auf das 1800-m-Niveau hinabprojizierte Grenzfläche zwischen Isorno-Serie und Lago Gelato-Zone weist ebenfalls eine Schwenkung auf, die sich genau wie der Isorno-Serie-/M. Leone-Kontakt schon im oberen Noccatal bemerkbar macht; d. h. die Umbiegung von Alpe Bosa kontrolliert sicher weite Gebiete. Schon in meiner Untersuchungszone reicht ihr Einfluss bis über die Isorno-Serie hinaus.

Nur ein dichtes Netz von Messpunkten würde ein naturgetreues Abbild der Isorno-Serie/M. Leone-Gneiss-Grenzfläche liefern (abgesehen von dem unbekannten Fehler, den man bei der Projektion in die Tiefe begeht). Immerhin nähern wir uns den wirklichen Verhältnissen beträchtlich, wenn wir die in Fig. 23 dargestellte Falte interpretieren.

In Fig. 23 wird ein detaillierter Ausschnitt des Profils a-a' von Tafel IV gezeigt. N Lago Matogno, am Grenzgrat zu Cravairola erkennt man eine ausgedehnte Falte am Kontakt der M. Leone-Gneissmasse mit dem liegenden Schenkel der Isorno-Serie-Antiform. Da im Gebiet dieser Falte der Profilschnitt ca. NW-SE verläuft und das Streichen der Faltenachse etwa E-W gerichtet ist, sind die Amplituden sicher nicht kleiner als 100 m.

Ähnliche Verfaltungen mit allerdings etwas geringeren Ausmassen

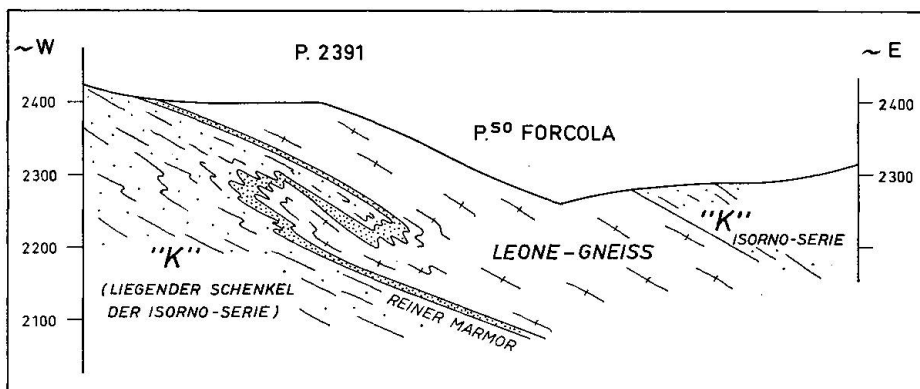


Fig. 23. „K“ bedeutet Karbonatglimmerschiefer. Detailprofil aus Profil a – a' von Tafel IV. Die ausdünnende M. Leone-Gneissmasse ist mit den umhüllenden Paragesteinen verfaltet. Beleg für die in Fig. 22 stilisiert dargestellte Verfaltung des M. Leone-Endes im N des Untersuchungsgebietes. Im Bereich der Falte verläuft der Profilschnitt NW-SE.

wurden noch an zwei weiteren Leone-Gneiss-/Isorno-Serie-Kontakten bemerkt, so dass die schematisch dargestellte Grenzlinie (gestrichelt) in Fig. 22 den wirklichen Verhältnissen sehr nahe kommen dürfte. Jedenfalls sind mindestens drei der im Blockdiagramm (Fig. 22) eingezeichneten Faltenbogen durch die Kartierung belegt.

s- und spiegel-s-förmige Faltenbilder sind in den Glimmerschiefern und Karbonatglimmerschiefern der Isorno-Serie sehr verbreitet, insbesondere in der Nähe des Kontakts mit dem endenden M. Leone-Gneiss. Trotz einiger Ausnahmen kann eine relativ strenge Gliederung durchgeführt werden: im liegenden Schenkel der Isorno-Serie-Antiform gibt es nur spiegel-s-förmige Faltenbilder (beim Blick nach E in Richtung der Faltenachse), im hangenden Schenkel herrschen die s-förmigen Figuren vor.

Die Umbiegung (Synform) von Masera

Masera liegt im S des Untersuchungsgebietes, am Eingang zur Valle Vigezzo. Am geologischen Aufbau der Umgebung beteiligen sich Gesteine der Isorno-Serie und der Pioda di Crana-Zone. Die Aufschlussverhältnisse sind schlecht, so dass nur eine sehr detaillierte Kartierung und ein engmaschiges Strukturdatennetz Einblick in den Verlauf der Gesteine zu vermitteln vermag.

Anstoss dazu gab eine Bemerkung von P. KNUP (1958, S. 219) und eine mündliche Mitteilung von Dr. C. FRIZ, die unabhängig voneinander im NE und E von Masera eine „Synklinale“ entdeckt hatten, wahrscheinlich

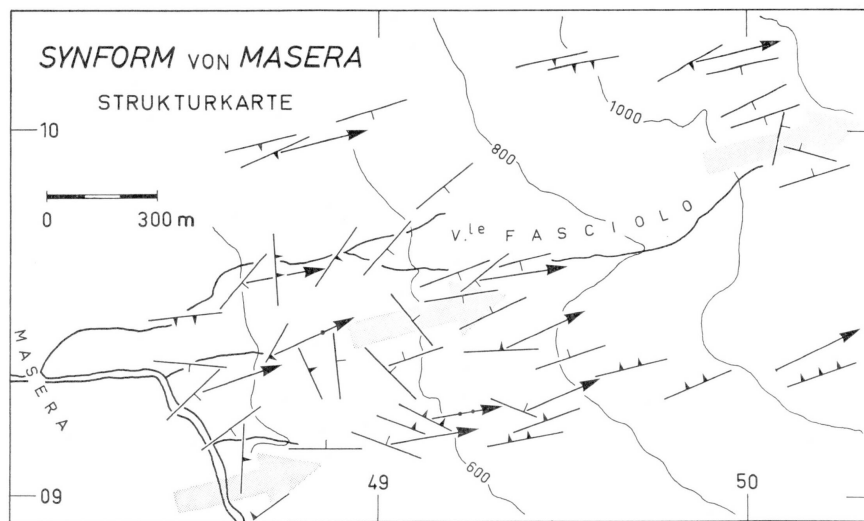


Fig. 24. Synform von Masera. Erklärung der Symbole siehe Tafel I und Text.

nicht ahnend, dass schon H. GERLACH (1869) in seinen Profilen eine Synform bei Masera angedeutet hatte (er spricht auf S. 121 von einer „kleinen Glimmerschiefermulde, welche vom Isorno- bis Vigezzothale anhält“). P. KNUP berichtet von einer lokal ausgebildeten „kleinen Synklinalen“, die sich aber auch noch weiter gegen ENE auswirken und nach E abtauchen soll. Der Befund meiner Untersuchungen bestätigt dies im allgemeinen.

Die geologische Karte und ein detaillierter Auszug aus der Strukturkarte belegen die Umbiegung der Gesteinspakete E von Masera. Der Scheitel dieser Umbiegung konnte an drei Orten festgestellt werden (siehe gerasterte Pfeile in Fig. 24), in der Valle Vigizzo und Valle Fasciolo. Vor und nach der Umbiegung ist das allgemeine Streichen der Schichten ENE gerichtet und ein hoher Fallbetrag von 40—70° weist im N gegen S und im S gegen N. Nähert man sich dem Kern der Umbiegung, so nimmt der Fallbetrag sukzessive ab. Zu einer ausgesprochenen horizontalen Lagerung kommt es jedoch nicht, weil die stoffkonkordante Grossfaltenachse schwach nach ENE geneigt ist, wie es die stereographische Projektion (Fig. 25) zum Ausdruck bringt.

In dieser Darstellung besetzen die s-Flächen einen Grosskreis (gerastert). Das Maximum der in der Gefügerichtung b liegenden Lineationen fällt zusammen mit der β -Achse (gerastert), dem Pol auf den π -Kreis. Die β -Achse ist also nicht nur das statistische Maximum der s-Flächen-Schnittlinien mit der oberen Halbkugel, sondern sie läuft auch der Gefügeachse b parallel und ist Grossfaltenachse B. Sie streicht ca. N 76 E und fällt mit 5—10° nach ENE ein. Die Falte ist nach oben geöffnet,

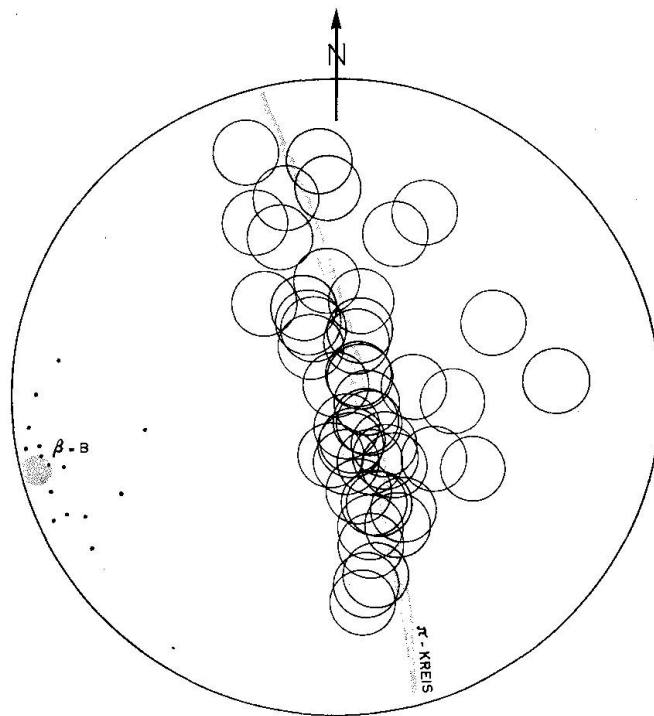


Fig. 25. Flächentreue Azimutalprojektion von 50 s-Flächen und 16 Lineationen aus dem Gebiet E von Masera. Projektion auf obere Halbkugel. Pole auf s-Flächen: 1 %-Kreise. π -Kreis gerastert; Lineationen: Punkte. Pol auf π -Kreis = B-Achse = β -Achse = B-Achse (gerasterter Punkt).

und da keine Hinweise auf stratigraphische Oben-Unten-Beziehungen bestehen, muss hier nach E. B. BAILEY (1939) von einer Synform gesprochen werden und nicht von einer Synklinalen. Ein Bild davon vermittelt das Blockstereogramm, Fig. 26.

Wie schon oben erwähnt, kann der Scheitel der Synform dreimal und in drei verschiedenen Niveaus lokalisiert werden. Die Rasterpfeile von Fig. 24 liegen an diesen Orten und geben gleichzeitig die Richtung der stereographisch (Fig. 25) ermittelten Grossfaltenachse. Die Lage der im Feld festgestellten Scheitelpunkte lässt zwei verschiedene Interpretationen offen. Entweder fällt die Achsenebene mit etwa 50° nach SSE ein, oder sie ist verborgen, d. h. eine Achsenfläche (TURNER, WEISS, 1963). Wahrscheinlich ist beides der Fall. Die im Feld sichtbare Umbiegung vollzieht sich im Bereich der Gesteine der Pioda di Crana-Zone. Die Faltenachse verläuft stoffkonkordant, so dass kein Grund vorhanden ist, anzunehmen, die konkordant darunter liegende Isorno-Serie würde die Umbiegung vielleicht nicht mitmachen. Die Konsequenzen dieser Überlegung werden im folgenden Abschnitt behandelt.

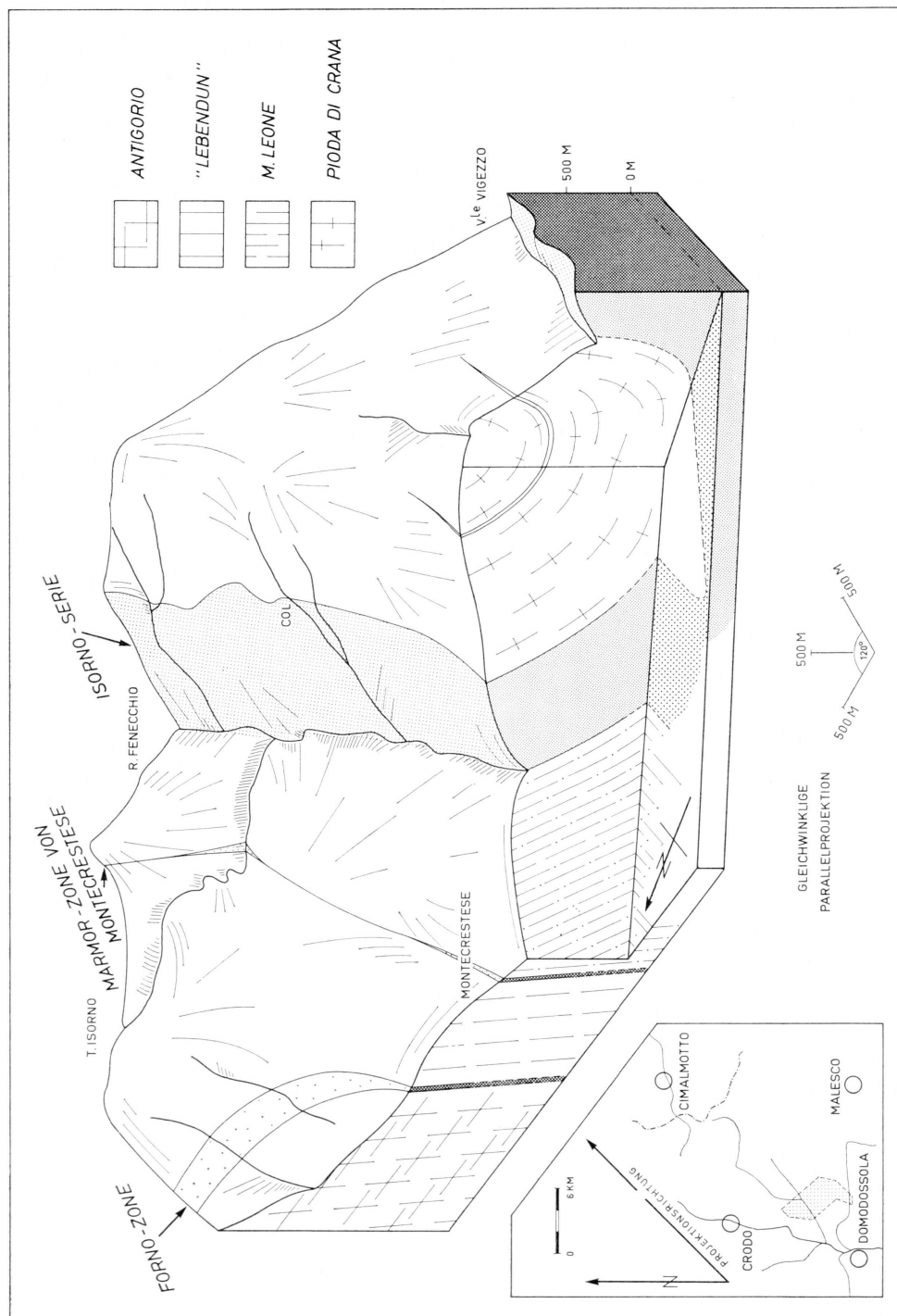


Fig. 26. Synform von Masera in stereographischer Darstellung.

SCHLUSSFOLGERUNG

Die Calcit-Gefügeanalysen, die Strukturmessungen NE von Altoggio und die Besprechung der Umbiegungen von Alpe Bosa und Masera sollten u. a. zeigen, dass die Gesteine der Valle Isorno B-Tektonite sind und dass die Kristallisation während, hauptsächlich aber am Ende und nach der grossen Bewegungsphase erfolgte, d. h. diese überdauert hat.

Die Grossfaltenachsen von Alpe Bosa und Masera sind B-Achsen, d. h. alle parallel dazu verlaufenden linearen Elemente, die das Gestein im Handstück- und im Aufschlussbereich homogen durchdringen, sind Lineationen parallel zur Gefügerichtung b. Ein bedeutendes Element der Lineation bildet das orientierte Wachstum verschiedenster Minerale. Die Parallelität dieser Regelung mit den kinematisch geschaffenen Faltenachsen lässt den Verdacht fast zur Gewissheit werden, dass die Prägung der Lineation und der Faltung jeweils Ergebnisse ein und desselben Beanspruchungsplanes sind. Die im allgemeinen völlig unversehrten Minerale deuten darauf hin, dass die Kristallisation auch der in Gefüge-b geregelten Minerale in einer Spätphase der Hauptfaltungsphase erfolgte.

Meine Vorstellungen über den historischen Ablauf von Kinematik und Kristallisation stimmen überein mit dem Bild, welches P. BEARTH (1952) für die Walliser Alpen entwirft und lassen sich folgendermassen zusammenfassen:

1. Während einer Überschiebungsphase werden die verschiedenen geologischen Einheiten (s. S. 201) übereinandergestapelt.
2. Hauptfaltungsphase. Die ursprünglich flachen und ebenen Bewegungsbahnen werden verbogen und verfaltet. Bildung der Umbiegungen von Alpe Bosa und Masera und aller anderen B-Achsen.
3. Kristallisationsphase, z. T. noch in Faltungsphase hineinreichend. Ausheilung aller kinematischen Kontakte.

Ausser in zeitlicher nimmt die Faltung auch in struktureller Hinsicht eine Mittelstellung ein. Denn auf Grund der parallel zur Gefügeachse b geregelten Minerale besteht sicher ein enger Zusammenhang zwischen Faltung und Kristallisation. Ausserdem ist aber angesichts des regionalen Gebirgsbaues und der Grossstrukturen von Alpe Bosa und Masera ein Zusammenhang mit der Deckenbildungsphase ebenfalls nicht von der Hand zu weisen.

Also nimmt die Faltungsphase eine echte Zwischenstellung ein. Einerseits reicht sie in den Zeitabschnitt hinein, da die Materialverschiebungen grossen Stils erfolgten, und andererseits wird sie von der Kristallisation

überdauert. Die Achsen von Falten jeder Grösse und die Lineationen aller Varianten verlaufen überall konform und sind durchwegs stoffkonkordant; d. h. die Falten haben eine grosse Bedeutung für die regionale Tektonik. Auch die Umbiegungen von Alpe Bosa und Masera beschränken sich also nicht nur auf die unmittelbare Umgebung der Lokalitäten, sondern ihr Einfluss reicht sicher weit darüber hinaus. Sie sind Auswirkungen der penninischen Hauptfaltungsphase (E. WENK, 1955, S. 313).

Möchte man die parallel zu den Grossfaltenachsen (einschliesslich Alpe Bosa und Masera) streichenden Lineationsrichtungen (Kleinfältelung, Mineralelongation und perlschnurartige Parallelzüge von Körnern derselben Mineralart) nicht für zufällig erklären, dann muss man annehmen, dass die penninische Hauptfaltungsphase die Zeit der grossen Massenverschiebungen überdauert hat und dass danach schliesslich die letzte Kristallisation erfolgte. Die Hauptphase des Deckentransportes ist sicher der Kristallisationsphase vorausgegangen, weil die Minerale frisch und unversehrt sind und weil auch entlang vermutlich bedeutender Bewegungshorizonte (z. B. Grenzflächen zwischen den einzelnen geologischen Einheiten) keine Deformationsspuren mehr festzustellen sind und also alle Mineralhauptgemengteile klar ihre spät- bis postkinematische Herkunft verraten.

KLÜFTE UND STÖRUNGEN

In Fig. 27 werden die Klüfte, die Riefungen und der relative Verschiebungssinn der entlang den Kluftflächen bewegten Gesteinsmassen dargestellt. Es zeigt sich, dass die vorwiegend NNW streichenden Kluftsysteme meist steil gegen SSW einfallen, dass die Riefung zwischen SW- und W-Streichen pendelt und dass die jeweils über der Kluftfläche gelegenen Gesteinsmassen (d. h. der Westflügel) relativ nach unten geglitten sind. Der horizontale Vektor dieser Verschiebung schwankt zwischen S- und E-Streichen. Sein Betrag ist meist nicht festzustellen, kann aber nicht gross sein, da die Klüfte oft noch im Aufschlussbereich schon wieder ausheilen.

Mit ganz anderen Verschiebungsbeträgen ist aber in jenen Störzonen zu rechnen, die sich durch Mylonitisierung des umgebenden Gesteins auszeichnen. Wohl verlaufen diese etwa parallel zur allgemeinen Kluftrichtung (s. Tafel III), aber die Verschiebungsbeträge erreichen ganz andere Ausmasse und verlaufen in einer ganz anderen konstanten Rich-

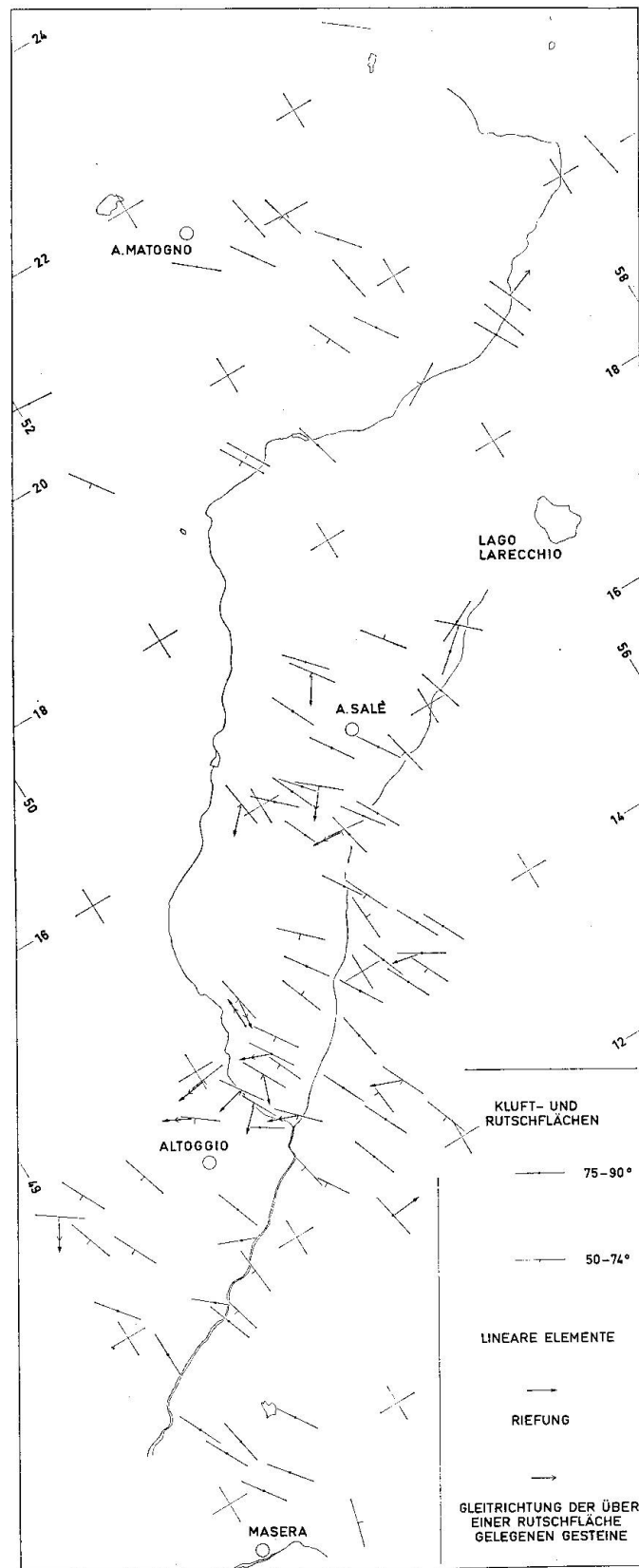


Fig. 27.

tung. Die jeweils WSW der Störungszone gelegenen Gesteinsmassen erscheinen meist gegen SSE verschoben, mit Horizontalbeträgen bis zu 100 m. Ob es sich dabei um richtige Blattverschiebungen handelt, kann nicht festgestellt werden. Gute Beispiele zeigt die Petrographische Karte (Tafel III) E Alpe Ucelli und bei Merlatta. Im Fenecciotal ist eine ganze Reihe von solchen Störzonen, welche jeweils auf Grund der gleichsinnigen Verschiebung dafür sorgt, dass die basalen Gesteine der Isorno-Serie südwärts nie auf die rechte Talseite hinübertreten. Auch auf der geographischen Karte sind die Spuren dieser Störungen im Unterlauf des Fenecciotales gut erkennbar.

Die Störungen gehören zu den jüngsten Bildungen, weil das Gestein in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft zertrümmert ist. Oft sind es nur sehr schmale, oft einige Meter dicke Trümmerzonen. Man darf jedoch die Möglichkeit nicht ausschliessen, dass es sich um alt angelegte Schwächezonen handelt, die nachkristallin wieder aufgerissen sind. Ich stütze mich dabei auf mehrere Beispiele, wo das normalerweise konstante Schichtstreichen lokal auf Grund einer solchen Störung verstellt wurde, wo aber die Lineation indessen ihre konstante Richtung beibehält; d. h. die Störung spielte schon vor der Bildung der Lineation, verheilte dann und ist in postkinematischer Zeit wieder aufgebrochen. Allerdings genügen die verfügbaren Messungen nicht, um die Frage sicher zu entscheiden, denn die Konstanz der Lineation kann auch bei einer Kippbewegung erhalten bleiben, bei der die Lineation als Drehachse fungiert.

Manchmal sind die Kluftflächen mit Mineralen ausgekleidet. Ausser Epidotrutschharnischen finden sich Paragenesen von Hellglimmer, Chlorit, Quarz, Adular und Calcit, besonders schön in den M. Leone-Gneissen längs dem Unterlauf der Valle dell'Isorno.

VI. Regionale Zusammenhänge

(siehe auch Tafel II und Tafel III)

Konsequenzen der Umbiegung von Alpe Bosa

Die M. Leone-Zone nimmt gegen N ständig an Mächtigkeit ab und findet bei Alpe Bosa ihr vorläufiges, wahrscheinlich aber auch definitives Ende. Die unmittelbar darüber bzw. darunter liegenden Gesteine treffen sich folglich bei Alpe Bosa, und die äusseren Schalen vereinigen sich weiter im N.

Zuerst umschliesst die Isorno-Serie das Leone-Ende und zieht nach N in die Bosco-Serie⁷⁾ O. GRÜTTERS (1929) hinein, mit der sie identisch ist. Die umhüllende Zone der Bosco-Serie ist die Bombogno-Serie⁸⁾, deren hangender Schenkel im S mit der Zone von Lago Gelato zu verbinden ist und deren liegender Schenkel in der Forno-Zone seine Fortsetzung findet. Die äusserste Schale dieses Systems wird gebildet von den Gesteinen der Antigorio-Decke im W und der Pioda di Crana-Zone im E. Diese beiden Einheiten vereinigen sich in der Orsalia-Gneissserie⁹⁾ am Wandfluhorn, d. h. im äusseren Scheitel der „Bosa-Struktur“.

Konsequenzen der Umbiegung von Masera

Die zweite strukturelle Besonderheit bildet die Umbiegung von Masera, welche die Tektonik im S des Untersuchungsgebietes massgebend beeinflusst. Die Synform von Masera ist durch s-Flächenmessungen in den basalen Gesteinen der Pioda di Crana-Gneiss-Zone und durch die geologische Kartierung gut belegt. Weil die Isorno-Serie unter die Alluvionen des Ossolates eintaucht, entzieht sie sich aber einer Kartierung am kritischen Ort, so dass nur ein Indizienbeweis für die Umbiegung dieser Serie angeführt werden kann.

Erstens wurde schon auf S. 280 gezeigt, dass die Gesteine aller geologischen Einheiten das gleiche Achsengefüge aufweisen, d. h. sie sind homoaxial gefaltet. Es besteht also kein Grund, die Isorno-Serie bei Masera davon auszuschliessen.

Einen zweiten Hinweis liefert der petrographische Vergleich. Die im Unterlauf der Valle Isorno leicht veränderte petrographische Zusammensetzung der Isorno-Serie (Überhandnehmen von Gneissen, siehe auch S. 207) lässt sich gut vergleichen mit den N von Trontano ostwärts ziehenden Gesteinen. Entscheidend ist jedoch die verblüffende Ähnlichkeit mit den E daran anschliessenden Gesteinen der seit P. KNUP (1958) wohlbekannten Orselina-Serie. Das Gesteinsinventar jener Serie stimmt gut mit demjenigen der Isorno-Serie überein. Das bedeutet, dass Bosco-Isorno- und Orselina-Serie zusammengehören (siehe Tafel II).

Die Verbindung der Orselina-Serie mit einer der Gneiss-Zonen auf der rechten Ossolatalseite wird von P. BEARTH (1956) und P. KNUP (1958)

Nach O. GRÜTTER (1929) galten folgende Parallelisierungen:

⁷⁾ Bosco-Serie gleich „Lebendun“-Zug.

⁸⁾ Bombogno-Serie gleich M. Leone-Gneissmasse.

⁹⁾ Orsalia-Gneissserie gleich Antigorio-Decke.

eingehend diskutiert, allerdings ohne die Bedeutung der Synform von Masera zu berücksichtigen. Ich halte deshalb nur das Ergebnis von Bearths Argumentation fest, der auf Grund petrographischer Vergleiche die Orselina-Serie mit der Moncucco-Serie verbindet. Meine Ergebnisse bestätigen diese Ansicht voll und ganz, besonders auch unter dem neuen Aspekt, dass Orselina- und Isorno-Serie zusammenhängen. Denn zum lithologischen Argument, das P. BEARTH und P. KNUP erwägen, können jetzt noch je ein mineralogisches und ein strukturelles hinzugefügt werden:

1. Bei der Diskussion über die Trennung des Camughera-Moncucco-Komplexes von der M. Leone-Gneissmasse erwähnt P. BEARTH (1956) die Glimmerfarbe, die in den beiden zu trennenden Einheiten verschieden ist: M. Leone-Gneisse, olivgrüner Biotit; Camughera-Moncucco-Gneisse, brauner Biotit. Ich verweise auf Fig. 2 und auf S. 216 der vorliegenden Arbeit, wo eine ähnliche Erscheinung festgestellt wird: braune Biotitfarbe in den Gneissen der Isorno-Serie und olivgrüne Biotitfarbe in den Gneissen der M. Leone und Pioda di Crana. Wie wenig auch das Phänomen der Biotitfarbe in den Tessiner Gneissen gelöst zu sein scheint (WENK, 1963), so glaube ich doch, dass das Ergebnis der Untersuchungen in der Valle Isorno eine Parallelisierung von Gneissen mittels Biotitfarbenvergleichs rechtfertigt: Die Gneisse des Moncucco-Camughera-Komplexes liegen in der SE-Fortsetzung der Gneisslamellen der Isorno-Serie.

2. Die Synform von Masera wurde auf S. 289 eingehend besprochen, so auch die Tatsache, dass die Achsenfläche mit etwa 50° nach SSE einfällt. Die Konstruktion der Grossfaltenachse aus den s-Flächenmessungen ergab ein Streichen von N 76 E mit einem nach E weisenden Fallbetrag von $5-10^\circ$. Versucht man nun, diesen beiden Faktoren Rechnung tragend, die Achsenfläche durch das Ossolatal hindurch nach WSW auszudehnen, so gelangt man in die SW von Domodossola zum Moncucco ansteigenden Berghänge. Ausserdem — und das ist der springende Punkt —, liegen SE von Vagna bei Domo (etwa im Raum zwischen den Koordinaten 664,80/107,65 und 665,15/107,25) entlang der Talsohle alle Schichten flach. Diese gehen im SE zuerst in NW-fallende und am M. Calvario, S Domo in saiger stehende Gesteinspakete über. Ihr Streichen schwankt zwischen N 65 bis 90 E. Im NW richten sich die Schichten ebenfalls auf, zeigen zuerst SE-Fallen, um sich dann beim Ausgang des Bognancotales ebenfalls steil zu stellen. Dort pendelt das Schichtstreichen zwischen N 65 bis 80 E. Die schlecht zugänglichen z. T. tief eingeschnittenen Runsen, die den betreffenden Berghang zwischen Vagna und M.

Calvario durchfurchen, legen bis über 200 m mächtige Gesteinspakete lückenlos frei, die alle subhorizontal gelagert sind.

Allerdings ist das gesamte Gebiet von Störungen durchsetzt und besonders in den südlichen Bognancotalhängen durch Rutschungen verstellt. Aber das ändert nichts an der Gewissheit, dass es sich hier um eine echte Synform handelt und zwar um die SE Fortsetzung der Synform von Masera.

Trotz der oben angeführten Argumente möchte ich die Isorno-Serie nur unter Vorbehalt mit dem Moncucco-Komplex gleichsetzen und betonen, dass es sich wahrscheinlich um einige Komponenten dieses Komplexes handelt, welche ihre NNE-Fortsetzung in den Gesteinen der Isorno-Serie finden und also mesozoisch sind. Immerhin muss ich jedoch bekennen, dass die logische Konsequenz meiner Ergebnisse zu einem mesozoischen Moncucco-Komplex führt, der identisch ist mit der Isorno-Serie. Das ist aber eine Schlussfolgerung, die sicher zu weit geht und die ich deshalb nur als Arbeitshypothese zur Diskussion stellen möchte.

Südliche Fortsetzung des liegenden Schenkels der Isorno-Serie-Antiform von Alpe Bosa

Ein neuer roter Faden schwingt sich nun durch das SW Lepontinische Gneissgebäude. Ausgehend von der Moncucco-Serie überquert dieser neue Leithorizont das Ossolatal und teilt sich bei Masera in die ostwärts gerichtete Orselina-Serie und in die nach NE streichende Isorno-Serie. Diese geht im N in die Bosco-Serie über, innerhalb welcher die ganze Gesteinszone isoklinal umbiegt und auf die halbe Mächtigkeit reduziert als sogenannter „liegender Schenkel der Isorno-Serie“ bei Alpe Matogno wieder in das Kartierungsgebiet eintritt. Rasch an Mächtigkeit abnehmend verliert sich die Spur nun in der steilstehenden M. Leone-, „Lebendun“-Gneissmasse. Der letzte S Ausläufer dieser einst (z. B. im Agrasinal) fast 1000 m mächtigen Serie ist eine dünne Marmorbank am Fuss der steilen Felswand E von Alpe Piedelpiaggio.

Über den weiteren Verlauf nach S können nur Hypothesen aufgestellt werden. Entweder endet unser neuer Leitfaden definitiv bei Alpe Piedelpiaggio, und die einzige, mögliche Verbindung mit der Veglia-Mulde hätte also gar nie bestanden. Oder aber die fragliche Verbindungslinie zwischen dem liegenden Schenkel der Isorno-Serie-Antiform und den Gesteinen der Veglia-Mulde existiert wirklich, so wie es hypothetisch auf der tektonischen Übersichtskarte dargestellt ist (Tafel II).

Ausgehend von Alpe Piedelpiaggio würde diese Linie immer im Schicht-

streichen der M. Leone-, „Lebendun“-Gneissmasse südwärts in den Amphibolit von Ponte del Diavolo, W Aulogna hineinziehen, die glaziale Ebene von Altoggio queren und über die Marmor-Zone von Montecrestese bei Crevola d'Ossola in die Gesteine der Veglia-Zone münden. Das würde bedeuten, dass zumindest einige Elemente der Isorno-Serie schlussendlich mit der Bedretto-Mulde zusammenhängen, ebenfalls ein Hinweis für das mesozoische Alter der Isorno-Serie.

Der Leser sei in diesem Zusammenhang daran erinnert, dass ich auch auf Grund ganz anderer Indizien (siehe mikroskop. Untersuchung, S. 238) alle Gesteine der Isorno-Serie dem mesozoischen Sedimentationszyklus zuordne.

Für die westliche Fortsetzung der Marmor-Zone von Montecrestese bietet sich ausser der Veglia-Zone noch eine weitere Möglichkeit: das ist der im Bachbett der Diveria W Crevola von A. Stella kartierte Marmor, der allerdings nicht mehr gefunden werden konnte, dessen westliche Fortsetzung aber sehr wahrscheinlich im Karbonatgesteinszug Alpe Andromia-Alpe Dorca zwischen Val Divedro und Valle Bognanco zu suchen ist.

Das „Lebendun“-Problem in der Valle Isorno

Nach C. SCHMIDT und H. PREISWERK (1908) tragen die Gesteine, welche zwischen der Veglia- und der Teggiolo-Mulde das Val Divedro überqueren, den Namen Lebendun-Gneisse. Ihre E-Fortsetzung ist zweifellos in den Gneissmassen im Hangenden der Forno-Zone zu suchen. Diese sind im W von den M. Leone-Gneissen durch die Veglia-Zone klar getrennt, aber im Gebiet der Valle Isorno nur noch durch den Marmorzug von Montecrestese. Dann verschwindet das trennende Element, und die M. Leone- treten in direkten Kontakt mit den „Lebendun“-Gneissen. Es gibt keine scharfe Trennlinie zwischen den beiden lithologisch nur leicht verschiedenen Einheiten (s. S. 203 u. 205) sondern eine Übergangszone, die sich oft über mehrere Zehner von Metern ausdehnt. Obwohl diese Übergangszone im allgemeinen konform mit dem s-Flächenstreichen verläuft, gibt es doch mehrere Beispiele, wo dies nicht der Fall ist (siehe Petrographische Karte, Tafel III).

Für die Fortsetzung der „Lebendun“-Gneisse nach N kommen insgesamt vier Möglichkeiten in Betracht.

1. Der Gesteinszug endet etwa im Raum Alpe Agarina.
2. Der Gesteinszug setzt sich als ein Glied der Forno-Zone nach N fort.

3. Der Gesteinszug mündet in den liegenden Schenkel der Isorno-Serie-Antiform und war also zusammen mit den andern Gneisslamellen ursprünglich ein mesozoisches Sediment.
4. Der Gesteinszug vereinigt sich mit dem M. Leone-Gneiss und endet folglich bei Alpe Bosa.

Nur Punkt (3) kann mit ziemlicher Sicherheit ausgeschlossen werden, da die Isorno-Serie-Gneisslamellen in vielfacher Hinsicht einen andern Aufbau aufweisen (Fehlen von Antiperthit und invers zonarem Plagioklas, unterschiedlicher Anorthitgehalt und andere Glimmerfarbe, siehe S. 214).

Die Tatsache, dass „Lebendun“ und M. Leone zwischen Montecrestese und Alpe Piedelpiaggio auf einer Länge von fast 10 km so eng miteinander verschweisst sind und dass ausser dem lokalen Amphibolit von Ponte del Diavolo die Trennzonen im S erst wieder im W von Montecrestese und im N eventuell bei Alpe Piedelpiaggio neu einsetzen, bewerte ich als ein wichtiges Zeichen dafür, dass beide Einheiten eng zusammengehören, dass vielleicht an dieser Stelle die Wurzelzone und die Vereinigung zweier Decken vorliegt, die sich in entfernteren Bereichen, z. B. ab Montecrestese westwärts durch Trennzonen voneinander absondern¹⁰⁾.

Die Stellung der Forno-Zone und der Zone von Lago Gelato

Beide Zonen bilden zusammen die äusserste Schale der grossen Umbiegungsstruktur von Alpe Bosa. Die Lago Gelato-Zone, die erst am W-Fuss des Pizzo la Scheggia endgültig einsetzt und von dort ab gegen N immer die Basis der Pioda di Crana-Zone bildet, verharrt zunächst noch lange in ihrer alten Streichrichtung. Sie überschreitet die Täler von Campo und Bosco und trägt in O. GRÜTTERS (1929) Kartierungsgebiet den Namen „Bombogno-Serie“. Am Wandfluhhorn erreicht nun das Schicksal auch diese Einheit: Die Bombogno-Serie biegt um und wendet sich wieder gegen S, diesmal aber um einige tektonische Stockwerke tiefer, als komplexe Dachpartie der Antigorio-Gneissmasse. In meinem

¹⁰⁾ Um Missverständnisse zu vermeiden, möchte ich betonen, dass die „Lebendun“-Gneisse meines Untersuchungsgebietes nicht unbedingt identisch sein müssen mit dem klassischen Lebendun-Zug, der ja häufig konglomeratisch ist und dessen Verlauf besonders im Divedrotal noch nicht vollends abgeklärt ist. Deshalb wurde in der vorliegenden Arbeit das Wort Lebendun immer in Anführungsstriche gesetzt. Besser jedoch wäre es, man würde einen neuen Namen einführen, solange die Korrelierungen noch nicht abgeschlossen sind.

Untersuchungsgebiet trägt sie den Namen des Pizzo del Forno, der höchsten Erhebung in der Valle Isorno. Im SW zieht die Forno-Zone in die Teggiolo-Zone hinein, welche mit dem Mesozoikum der Bedretto-Mulde in Verbindung steht. Das bedeutet, dass die Marmore der Forno-Zone, der Bombogno-Serie und diejenigen der Lago Gelato-Zone mit grösster Wahrscheinlichkeit ebenfalls mesozoisch sind. Ausserdem stammen die beiden sichersten Rauhwackefunde (s. S. 243), welche ein fast untrügliches Zeichen für Mesozoikum liefern, aus der Forno-Zone bei Alpe Colmine.

LITERATURVERZEICHNIS

SMPM = Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- BAILEY, E. B., WEIR, J., MCCALLIEN, W. J. (1939): Introduction to Geology. London, Macmillan, S. 121.
- BEARTH, P. (1952): Über das Verhältnis von Metamorphose und Tektonik in der penninischen Zone der Alpen. SMPM 32, S. 338—347.
- (1956): Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolatales. *Eclogae geol. Helv.* 49, 2, S. 267—290.
- BRAITSCH, O. (1954): Über ein inhomogenes Skapolithgefüge. *Tscherm. mineral. petrogr. Mitt.*, 3. F., IV, S. 65—74.
- BRÜCKNER, W. (1941): Über die Entstehung der Rauhwacken und Zellendolomite. *Eclogae geol. Helv.* 34, S. 117—134.
- BURCKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes (nordwestliches Tessin). Diss. Basel, SMPM 22, S. 99—186.
- BURRI, C., PARKER, R. L., WENK, E. (1965): Die optische Orientierung der Plagioklasse. Basel, Birkhäuser (im Druck).
- CORNELIUS, H. P. (1925): Zur Vorgeschichte der Alpenfaltung. *Geol. Rdsch.* 16, S. 350—377.
- (1927): Über tektonische Brekzien, tektonische Rauhwacken und verwandte Erscheinungen. *Cbl. Mineral., Geol., Pal.*, 4, Abt. B, S. 120—130.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise und ihre genetische Bedeutung. Berlin/Heidelberg, Springer.
- GERLACH, H. (1869): Die Penninischen Alpen. *Neue Denkschr. allg. schweiz. Ges. für die gesamten Naturwiss.*, S. 4—132.
- GRÜTTER, O. (1929): Petrographische und geologische Untersuchungen in der Region von Bosco (Valle Maggia), Tessin. Diss. Basel, *Verh. natf. Ges. Basel*, XL, S. 59—152.
- GÜNTHER, A. (1954): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Maggia-Lappens (NW-Tessin). Diss. Basel, SMPM 34, S. 1—159.
- KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli. Diss. ETH, Helsinki.
- KNUP, P. (1958): Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigezzo und Onsernone. Diss. Basel, SMPM 38, S. 83—236.
- KRIGE, L. J. (1918): Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. Diss. Zürich, *Eclogae geol. Helv.* 14, S. 518—654.

- MILNES, A. G. (1964): Structure and History of the Antigorio Nappe (Simplon Group, North Italy). Diss. Basel (Maschinenschr.) und SMPM 45/1, 1965.
- NIGGLI, P. u. a. (1936): Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. Beitr. geol. Karte Schweiz, NF. 71.
- PARASKEVOPOULOS, G. M. (1953): Beitrag zur Kenntnis der Feldspäte der Tessiner Pegmatite. Tscherms. mineral. petrogr. Mitt., 3. F., III, S. 191—271.
- PREISWERK, H. (1918): Geologische Beschreibung der Lepontinischen Alpen. II. Oberes Tessin- und Maggiagebiet. Beitr. geol. Karte Schweiz 26, II.
- SCHILLING, J. (1957): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola. Diss. Bern, SMPM 37, S. 435—544.
- SCHMIDT, C., PREISWERK, H. (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplongruppe in 1 : 50 000. Geol. Kommission Schweiz. natf. Ges.
- SPAENHAUER, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe. Diss. Basel, SMPM 12, S. 27—146.
- TURNER, F. J., WEISS, L. E. (1963): Structural Analysis of metamorphic tectonites. New York/San Francisco/Toronto/London, McGraw-Hill.
- URBAN, K. (1934): Gefügeanalytische Untersuchungen an skapolithführenden Gesteinen aus den Tessiner Alpen. N. Jb. Mineral., Geol., Pal., BB 68, Abt. A, S. 1—18.
- WINKLER, H. G. (1965): Die Genese der metamorphen Gesteine. Berlin/Heidelberg/New York, Springer.
- WENK, E. (1955a): Eine Strukturkarte der Tessiner Alpen. SMPM 35, S. 313—319 (S. 313).
- (1955b): Ergebnisse einer Rekognoszierung im Gebirgsdreieck Domodossola-Camedo-P. Porcarescio (Lepontinische Alpen). Eclogae geol. Helv., 48, 1, S. 125—131.
- (1956): Die lepontinische Gneissregion und die jungen Granite der Valle della Mera. Eclogae geol. Helv., 49, 2, S. 257—265.
- (1962a): Plagioklas als Indexmineral in den Zentralalpen. Die Paragenese Calcit-Plagioklas. SMPM 42, S. 139—152.
- (1962b): Das reaktivierte Grundgebirge. Geol. Rdsch. 52, S. 754—766.
- (1963a): Zur Definition von Schiefer und Gneiss. N. Jb. Mineral. Mh., S. 97 bis 107.
- u. a. (1963b): Zur Mineralchemie von Biotit in den Tessiner Alpen. SMPM 43, S. 435—463.

Manuskript eingegangen am 3. November 1965.

Zweiter Internationaler Kongress für Stereologie

Chicago, Illinois, USA

8.—13. April 1967

Die Internationale Gesellschaft für Stereologie organisiert den Zweiten Stereologie-Kongress, der vom 8.—13. April 1967 in Chicago stattfinden wird. Alle Wissenschaftler, die an Theorie oder Anwendung der stereologischen und morphometrischen Methoden interessiert sind, sind zur Teilnahme an dieser Tagung eingeladen.

Probleme der Stereologie, d. h. der quantitativen Analyse räumlicher Gebilde mittels Schnittpräparaten, treten in allen morphologischen Wissenschaften auf, sowohl in der Biologie, als in Geologie und Materialkunde. Auch in der Astronomie treten verwandte Probleme auf. Der Erste Internationale Kongress für Stereologie, der 1963 in Wien abgehalten wurde, hat gezeigt, dass Kontakte zwischen verschiedenen Zweigen der Wissenschaft den Fortschritt der Stereologie stark fördern können. Es sollen deshalb wieder Forscher aus allen Wissenschaftszweigen zusammenkommen, die der Aufgabe gegenüberstehen, Schnittbilder durch unbekannte Strukturen räumlich zu interpretieren.

Das Tagungsprogramm umfasst die folgenden Themen: Quantitative Auswertung von Schnittpräparaten, Messapparaturen, Formbestimmungen, Größenverteilung, Zahl von Strukturelementen, Stichprobenerhebung und Statistik, Strukturorientierung, Stereologie und Topologie. Das Schwergewicht wird auf der Methodik liegen; doch werden auch Anwendungsbeispiele vorgeführt. Jedes Thema wird von einem Übersichtsreferat eingeleitet, das von freien Mitteilungen gefolgt ist. Im Anschluss an den Kongress findet ein praktischer Kurs (workshop) in Stereologie mit beschränkter Teilnehmerzahl statt.

Referate müssen bis zum 1. Dezember 1966 angemeldet sein. Weitere Auskunft erteilt das Organisationskomitee: International Society for Stereology, 2020 W. Ogden Avenue, Chicago, Illinois, USA, oder das Sekretariat der Internationalen Gesellschaft für Stereologie, Anatomisches Institut, Bülhstrasse 26, CH-3000 Bern / Schweiz.

Schweizerische Geologische Gesellschaft Société Géologique Suisse

Gegründet 1882 — Fondée en 1882

Präsident: Dr. F. ROESLI, Rigistrasse 36, 6000 Luzern

Jahresbeitrag: Persönliche Mitglieder Fr. 30.—, Studenten Fr. 22.50, Unpersönliche Mitglieder Fr. 40.—. Einmaliger Beitrag für lebenslange Mitgliedschaft: Fr. 750.—. — Keine Aufnahmegebühr. — Beitrittserklärungen sind an den Präsidenten zu richten.

Cotisation annuelle: membres personnels fr. 30.—, étudiants fr. 22.50, membres impersonnels fr. 40.—. Cotisation unique pour les membres à vie: fr. 750.—. — Pas de finance d'entrée. — Les inscriptions sont reçues par le président.

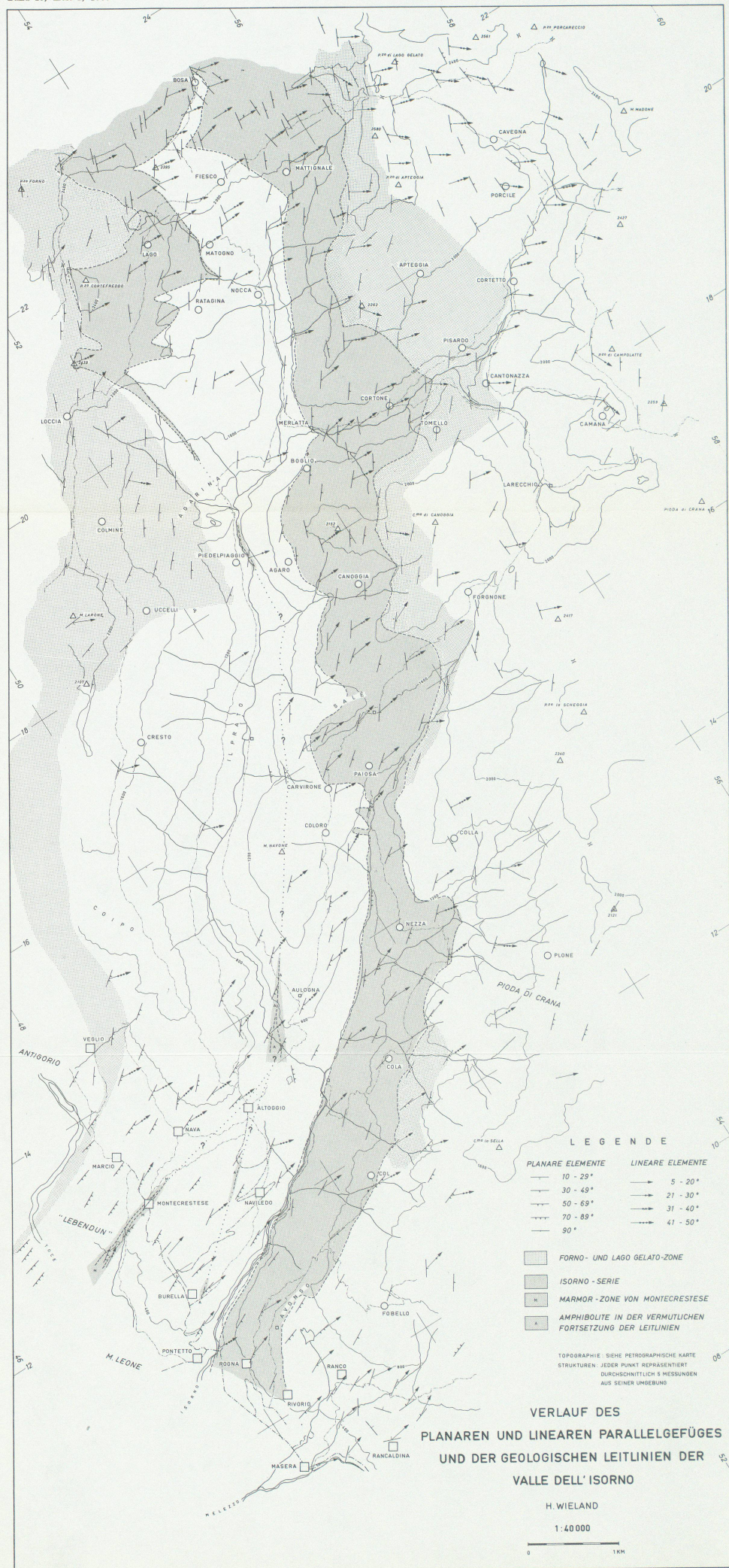
Zeitschrift der Gesellschaft: — Publication périodique de la Société:

Eclogæ geologicae Helvetiæ

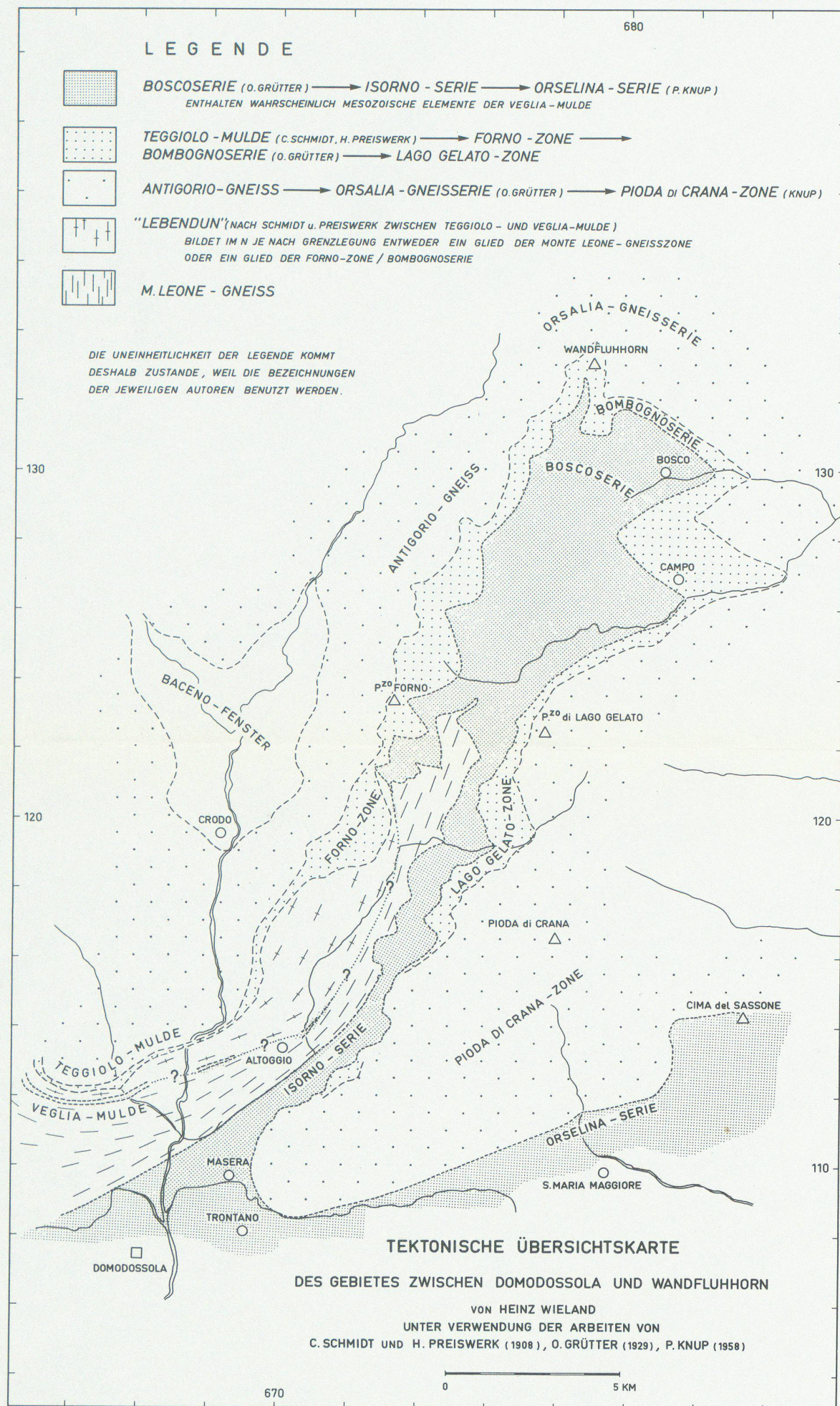
Redaktor: Dr. R. HERB, Geologisches Institut der Universität, Sahlistr. 6, 3000 Bern

Zwei Hefte pro Jahr, die den Mitgliedern der Gesellschaft gratis zugestellt werden. — Einzelhefte sind käuflich beim Verlag *Birkhäuser AG.*, Elisabethenstrasse 19, 4000 Basel, und in den Buchhandlungen.

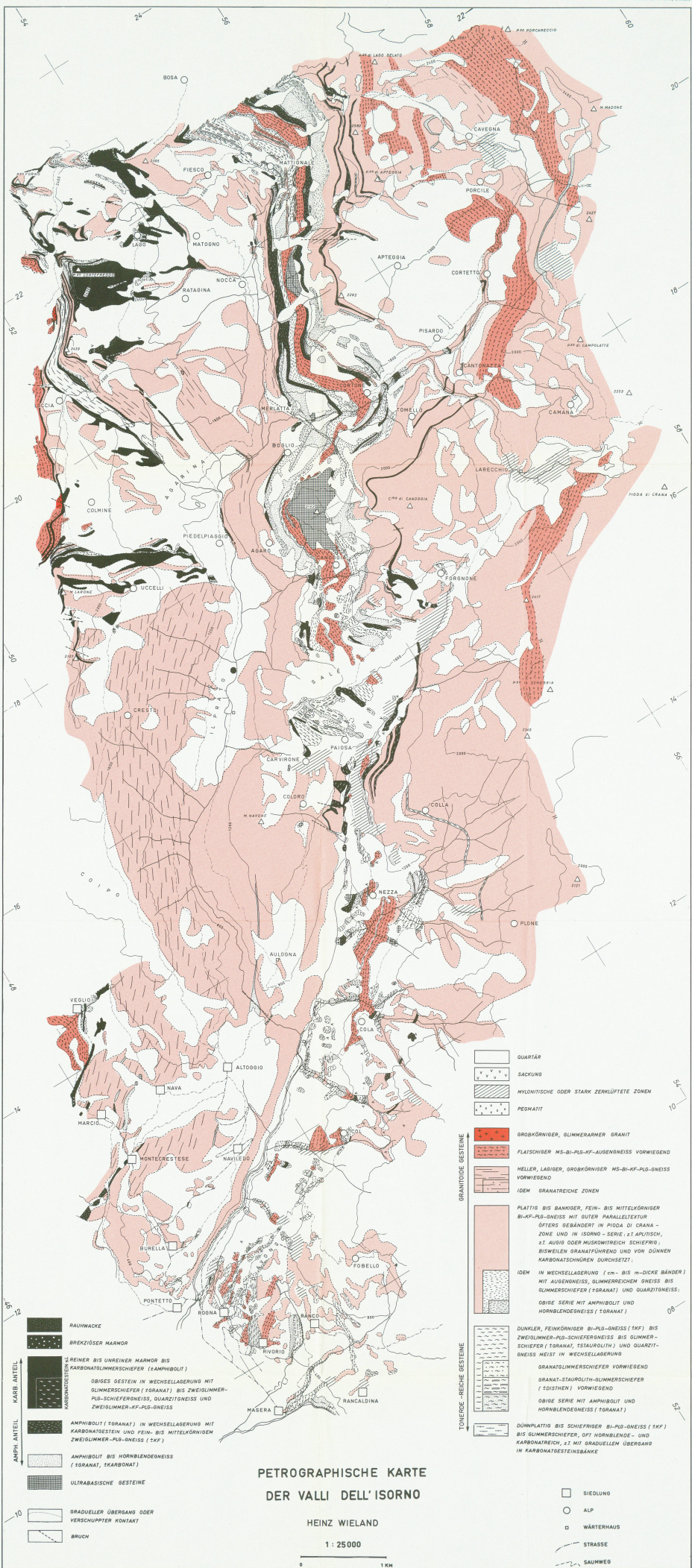
Deux fascicules par an, distribués gratuitement aux membres de la Société. — Les fascicules sont en vente chez l'éditeur *Birkhäuser S.A.*, Elisabethenstrasse 19, 4000 Bâle, et dans les librairies.



Leere Seite
Blank page
Page vide



Leere Seite
Blank page
Page vide



Leere Seite
Blank page
Page vide

