

Bericht über die 41. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Solothurn

Objekttyp: **AssociationNews**

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

Band (Jahr): **46 (1966)**

Heft 2

PDF erstellt am: **19.04.2024**

Nutzungsbedingungen

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

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

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

Haftungsausschluss

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

Bericht über die 41. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Solothurn

Samstag, 1. Oktober und Sonntag, 2. Oktober 1966

A. Bericht des Vorstandes für 1965

Bericht des Präsidenten

Im Jahre 1965 sind 16 persönliche und 2 unpersönliche Mitglieder in unsere Gesellschaft eingetreten.

a) Persönliche Mitglieder

Baggio P., Padova
Dal Piaz Giorgio, Torino
Eberle W., Heidelberg
Frey M., Bern
Goossens P., Quito
Gyr T., Zürich
Kluth C., Karlsruhe
Kocher P., Fribourg

Laduron D., Louvain
Maggetti M., Bern
Panagos A., Athen
Saager R., Johannesburg
Schmid R., Basel
Toubeau G., Schinznach-Bad
Weber W., Zürich
Wieland H., Stockholm

b) Unpersönliche Mitglieder

Bochum, Institut für Mineralogie der Ruhr-Universität
Sion, Bibliothèque Cantonale du Valais.

Durch Austritt oder Streichung verlor unsere Gesellschaft 8 Mitglieder; verstorben ist Herr Dr. H. Portmann (Escholzmann). Am 31. Dezember 1965 betrug die Zahl der Mitglieder 359 gegenüber 350 am 31. Dezember 1964.

Der Vorstand ist den Donatoren für ihre finanzielle Unterstützung zu grossem Dank verpflichtet. Die Eidgenossenschaft gewährte für 1965 durch die Vermittlung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft einen Beitrag von Fr. 10000.—, für welchen wir bestens danken.

Jahresrechnung 1965**I. Betriebsrechnung***Einnahmen*

1. Mitgliederbeiträge	3 388.—
2. Subvention SNG	10 000.—
3. Zinsen	741.27
4. Zeitschrift SMPM	
a) Verlagsverkauf und Verkauf alter Hefte	16 779.80
b) Autorenbeiträge an Druck und Separate	
α) Heft 1/44 (Rest)	1 132.50
β) Heft 2/44	1 711.40
γ) Heft 1/45	11 937.80
	<u>45 690.77</u>

Ausgaben

5. Kosten SMPM und Separata	
a) Heft 2/44	11 241.35
b) Heft 1/45	28 745.15
6. Beitrag IMA	261.60
7. Spesen	
a) Verwaltung	1 634.15
b) Banken	43.72
c) Redaktion	674.80
d) Verlag	1 209.35
8. <i>Aktivsaldo</i>	
(Betriebsgewinn p. 1964)	<u>1 880.65</u>
	<u>45 690.77</u>

II. Bilanz auf 31. 12. 1965

	Aktiven	Passiven
1. Kasse	1 926.30	
2. Postcheckkonto	479.67	
3. Bankguthaben		
a) Depotkonto Schweiz. Nationalbank	291.80	
b) Kontokorrent Schweiz. Bankverein	324.—	
c) Einlageheft Schweiz. Bankverein	877.40	
4. Wertschriften *)	25 000.—	
5. Debitoren	12 289.35	
6. Kreditoren		2 500.—
7. Kapital am 1. 1. 1965	36 807.87	
8. Betriebsgewinn	<u>1 880.65</u>	
9. <i>Kapital</i> am 31. 12. 1965 **)		<u>38 688.52</u>
	<u>41 188.52</u>	<u>41 188.52</u>

*) <i>Wertschriftenverzeichnis:</i>	3 ‰ Eidg. 1952	2 000.—
	3 1/2 ‰ Kt. BS 1943 Aug.	2 000.—
	3 3/4 ‰ Kt. GE 1963	5 000.—
	3 ‰ Kt. TI 1953	2 000.—
	3 1/2 ‰ BS Kt.-Bank	3 000.—
	3 1/2 ‰ ZH Kt.-Bank	1 000.—
	4 ‰ ZH Kt.-Bank	10 000.—
		<u>25 000.—</u>

**) davon:

- Fonds Dr. J. Th. Erb 15 000.—
- unantastbares Kapital 4000.—

Der Kassier: A. Niggli

Die 40. Hauptversammlung fand am 25. und 26. September 1965 in Genf statt. Die gut besuchte wissenschaftliche Sitzung hatte als Thema: „Ophiolithe“; es wurden 7 Vorträge gehalten. Nach der Tagung führten die Herren Prof. Dr. M. Vuagnat (Genf) und Dr. A. Nicolas (Nancy) die Gesellschaft auf einer viertägigen Exkursion durch das Ophiolith-Gebiet der Westalpen (Montgenèvre und Piemont); es nahmen daran 35 Personen teil, worunter 16 aus dem Ausland. Im Heft 1 des Bandes 46 sind ausführliche Berichte über die Exkursion und die Hauptversammlung erschienen.

Herr Prof. Dr. A. Niggli ist als Sekretär für die Angelegenheiten der Internationalen Union für Kristallographie zurückgetreten. Als Nachfolger für die Amtsdauer 1965—1971 wurde Prof. Dr. F. Laves (Zürich) bestimmt.

Der Präsident: *E. Niggli*

Bericht des Redaktors

Im Jahre 1965 erschienen die beiden Hefte von Band 45 der SMPM in einer Auflage von 750 Exemplaren. Der Band umfasst 1077 Seiten mit 348 Figuren und 88 Tabellen im Text, 12 Phototafeln und 10 Tafelbeilagen, wovon eine zweifarbig. Es ist der umfangreichste Band seit Bestehen der Zeitschrift. In 30 Arbeiten, von denen 20 in deutscher, 6 in französischer, 3 in englischer und 1 in italienischer Sprache abgefasst sind, wurden die verschiedensten Gebiete der Mineralogie und Petrographie behandelt. 9 Arbeiten sind Dissertationen, wobei eine in gekürzter Fassung und eine in 2 Teildissertationen erschienen; Basel und Bern sind mit 2, Zürich mit 3 und Genf mit 1 Dissertation beteiligt.

Die Gesamtkosten für den ganzen Band betragen Fr. 68014.80. Für Separata und an Druckkostenbeiträgen wurden Fr. 32876.40 aufgebracht, so dass die Gesellschaft für diesen Band mit Fr. 35138.40 belastet wird.

Den Herren von der Redaktionskommission sei für ihre wertvolle und speditive Mitarbeit der beste Dank ausgesprochen.

Der Redaktor: *A. Spicher*

B. Sitzungsprotokoll

1. Geschäftliche Sitzung

Samstag, 1. Oktober 1966, 14.00 Uhr in der Kantonsschule Solothurn.

Vorsitz: Prof. Dr. E. Niggli, Präsident.

Anwesend: 26 Personen.

1. Der Präsident verliest den auf S. 679 gedruckten Jahresbericht 1965.
2. Der Redaktor verliest den Bericht 1965 über die Zeitschrift. Er gibt ferner bekannt, dass Heft 1, 1967, als Feldspatheft herausgegeben wird.

3. Der Kassier orientiert über die Jahresrechnung 1965, die mit einem Aktivsaldo von Fr. 1880.65 abschliesst. Auf Antrag der Revisoren wird ihm Décharge erteilt. Der Jahresbeitrag wird auf derselben Höhe belassen.
4. Das Budget 1966 sieht einen kleinen Aktivsaldo vor, während für das Budget 1967 mit einem Passivsaldo von Fr. 9500.— zu rechnen ist (bedingt durch das Feldspatheft).
5. Der in der Hauptversammlung in Genf gewählte Kassier Prof. Grünfelder hat infolge Auslandsaufenthaltes sein Amt gar nicht angetreten. Der alte Kassier, Prof. A. Niggli, hat daraufhin sein Amt noch ein Jahr provisorisch weitergeführt. Herr Prof. M. Weibel, bisher Sekretär, hat sich bereit erklärt, das Amt des Kassiers ab 1. Januar 1967 zu übernehmen; er wird einstimmig gewählt.
6. Der Vorstand schlägt als neuen Sekretär Herrn Dr. A. Stalder, Bern, vor, was die Versammlung einstimmig gutheisst.
7. Als neuer Rechnungsrevisor wird Herr Dr. L. Rybach, Zürich, gewählt, der mit Frau Prof. E. Jäger zusammen die Kasse revidieren wird.
8. Der Präsident orientiert über den Kongress 1966 der IMA in Cambridge, an dem verschiedene Schweizer teilgenommen haben, die auch in diversen Kommissionen mitarbeiten.
9. Verschiedenes.
 - a) Der Präsident orientiert über den Kongress der UGGI, der 1967 in der Schweiz abgehalten wird. Teilnahmeberechtigt von den Geologen ist nur, wer eine Empfehlung des Landeskomitees für Geologie (Präsident Prof. L. Vonderschmitt) vorweisen kann.
 - b) Die Schweiz wird in Zukunft in der Int. Union für Kristallographie mit 2 Stimmen vertreten sein.

Der Sekretär: i. V. A. Spicher

2. Wissenschaftliche Sitzung

Samstag, 1. Oktober 1966, 14.35 Uhr in der Kantonsschule Solothurn.

Vorsitz: Prof. R. Galopin und Prof. G. Frenzel.

Anwesend: 31 Personen.

1. **A. Streckeisen** (Bern): *Zur Systematik der granitischen Gesteine.* — Erscheint in den SMPM 47, 2, 1967.
2. **V. Trommsdorff** (Basel): *Forsteritführende Paragenesen in Marmoren des Bergells und Lepontins.* — Siehe S. 421 und 431 dieses Heftes.

3. **R. Schmid** (Zürich)¹⁾: *Granatchemismus als Indikator des Metamorphosegrades in der Zone Ivrea-Verbano (Norditalien)*²⁾.

Einleitung

Granat tritt in zahlreichen Gesteinstypen der kata- bis mesometamorphen Zone Ivrea-Verbano auf. Es erschien deshalb von Interesse, seine chemische Variation von Mineralparagenese zu Mineralparagenese sowie innerhalb derselben in Abhängigkeit vom Metamorphosegrad³⁾ zu untersuchen. Zu diesem Zweck wurden über hundert Granate aus verschiedenen Gesteinstypen (Paragneissen, basischen und ultrabasischen Metamorphiten, Kalksilikatfelsen und Silikatmarmoren) eines eng begrenzten Gebietes, nämlich des Abschnitts zwischen Valle d'Ossola und Val Grande, näher untersucht. Um der zeitraubenden chemischen Analyse dieser Minerale möglichst aus dem Weg zu gehen, wurden vorerst die Gitterkonstanten und Brechungsindices bestimmt und erst nachher die Endglieder der Variationsreihen, die sich aus dieser Voruntersuchung ergaben, chemisch analysiert. Die Daten und die detaillierte Darstellung derselben in Form von Diagrammen werden erst später in einer ausführlicheren Arbeit veröffentlicht werden. Es sollen hier nur kurz die vorläufigen Resultate der Untersuchung angeführt werden.

Resultate

Eine petrographische Bearbeitung des untersuchten Abschnittes durch SCHMID (1967) hat bereits früher ergeben, dass von der SE-Grenze dieses Abschnitts nach NW, quer zum regionalen Streichen, eine kontinuierliche Zunahme des Metamorphosegrades von der Amphibolitfazies zur Granulitfazies erfolgt. Diese Progression zeichnet sich nicht nur in den Paragneissen⁴⁾, sondern auch in den basischen Gesteinen ab und ist für die Ivrea-Zone allgemein charakteristisch, zumindest aber für deren NE-Hälfte, wie sich aus den Arbeiten von ARTINI und MELZI (1900), WALTER (1950), VENKAYYA (1956), SCHILLING (1957) und aus eigenen Beobachtungen herleiten lässt.

Nachdem ENGEL und ENGEL (1960) bei der mineralchemischen Untersuchung der Adirondack-Paragneisse eine deutliche Zunahme des Mg/Fe-Verhältnisses in den Granaten dieser Gesteine beim Übergang von der Amphibolitfazies zur Granulitfazies festgestellt haben, erstaunt es nicht weiter, dass die vorliegenden Untersuchungen eine gleiche Beziehung auch in den Granaten der Ivrea-Zone aufgedeckt haben, die hier sowohl für die Granate der Paragneisse als auch für solche der basischen Glieder zutrifft. Die Granate dieser beiden Gesteinsgruppen setzen sich hauptsächlich aus Almandin, Pyrop und Grossular sowie untergeordnet auch aus Andradit und Spessartin zusammen. Sie werden von SE gegen NW, bei nur leicht fallendem Grossular-Gehalt, wesentlich Pyrop-reicher und Almandin-ärmer. Drückt man das in ihnen auftretende Mg/Fe-Verhältnis durch den Quotienten $m = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{II}})$ aus, so kann gesagt werden, dass m in der SE-NW-Richtung von 0.1 bis 0.5 variiert. Der Grossular-Gehalt der Granate aus den basischen Gliedern liegt stets höher als derjenige der Paragneiss-Granate und tiefer als derjenige der meisten Ultrabasit-Granate. In den Paragneiss-Granaten ist er in geringem Mass, aber deutlich vom Anorthit-Gehalt der koexistierenden Plagioklase abhängig.

¹⁾ Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidg. Technischen Hochschule, Zürich.

²⁾ Die Untersuchungen sind durch den Werenfels-Fonds, Basel, in verdankenswerter Weise unterstützt worden.

³⁾ Über das Alter der regionalen Thermo-Dynamometamorphose siehe SCHMID (1966, S. 688).

⁴⁾ Bei den Paragneissen der Ivrea-Zone handelt es sich um Quarz-Feldspatfelse und -gneisse, die wechselnde Mengen von Granat, Biotit, Sillimanit, Graphit und Erz enthalten.

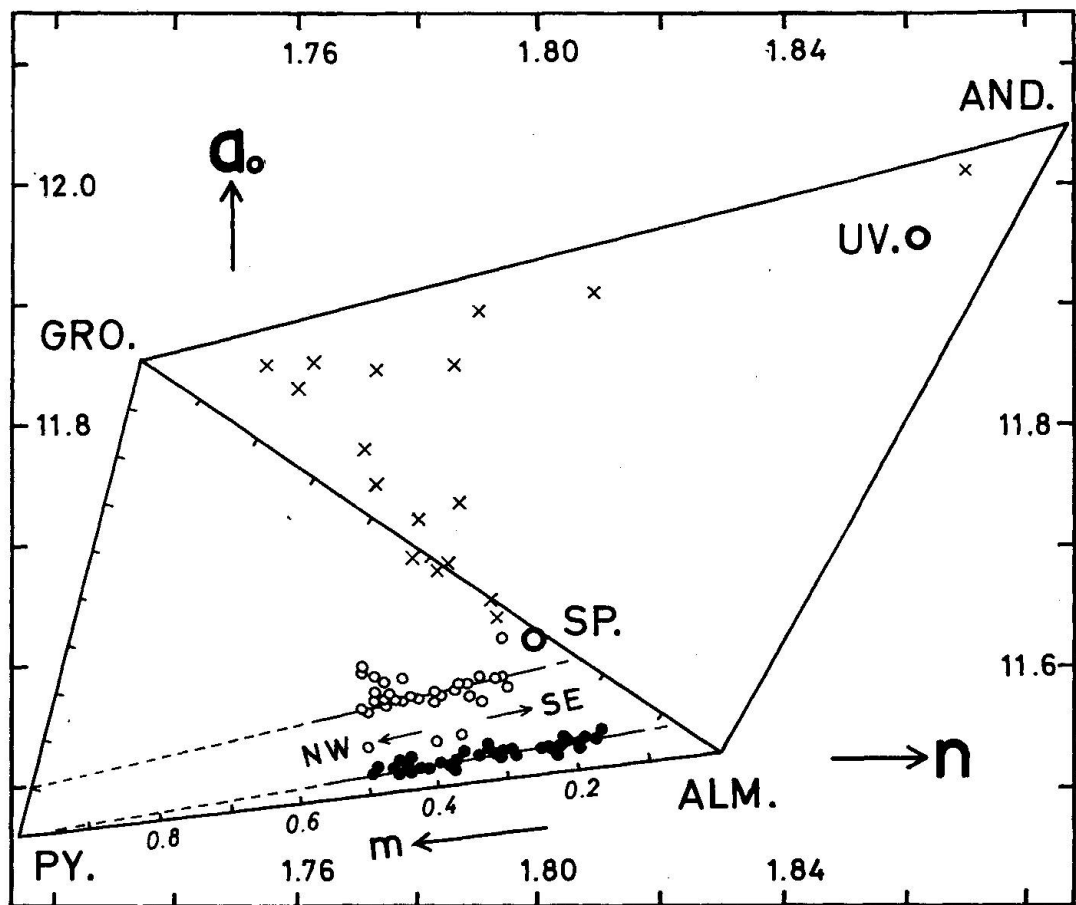
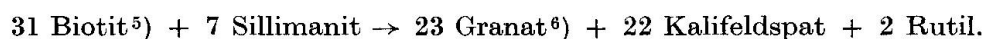


Fig. 1. Variation der Brechungsindices und der Gitterkonstanten von Granaten aus Paragneissen (●), aus den häufigsten basischen und ultrabasischen Gesteinstypen (○) sowie aus Kalksilikatfelsen und Marmoren (x) der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (einzelne wenige Messungen stammen auch aus dem Abschnitt zwischen Val Mastallone und Valle d'Ossola). Deutlich tritt die Änderung des Quotienten $m = \text{Py} / (\text{Py} + \text{Alm}) = \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{II}})$ der Granate aus den Paragneissen und den Basiten in Erscheinung. Sie widerspiegelt den stark und kontinuierlich anwachsenden Metamorphosegrad im SE-NW-Profil der Zone.

Im Diagramm von WINCHELL (1958, S. 598, Fig. 2), in welchem die Gitterkonstanten und die Brechungsindices der Granat-Endglieder gegeneinander aufgetragen sind, liegen die Projektionspunkte der Granate aus den basischen Gliedern grösstenteils in der Nähe einer Geraden, die durch die Punkte $\text{Py}_{90}\text{Gro}_{10}$ und $\text{Alm}_{76}\text{Gro}_{24}$ verläuft (siehe Fig. 1). Sie weisen eine relativ starke Seitenstreuung auf, ganz im Gegensatz zu den Paragneiss-Granaten, die in nahezu idealer Weise längs einer Geraden aufgereiht sind, welche durch das Endglied Pyrop und den Punkt $\text{Alm}_{93}\text{Gro}_7$ hindurchführt. Der Unterschied in der Seitenstreuung erklärt sich einenteils aus der stärkern Variation der Pauschalchemismen innerhalb der basischen Gesteinsgruppe im Vergleich zu derjenigen der Paragneisse, andernteils aber auch daraus, dass die Mineralparagenese der basischen Gesteine unter dem Einfluss der variierenden Metamorphosebedingungen mehrfach ändert, während diejenige der Paragneisse stabil bleibt. In den Paragneissen tritt nur eine Verschiebung in den modalen Anteilen einzelner Minerale auf, entsprechend einer allmählichen Substitution von Biotit durch Granat nach der ungefähren modalen Reaktionsformel:



So treten im SE ausschliesslich Granat-freie bis Granat-arme Biotitgneisse $\pm$ Sillimanit und Graphit („Kinzigitgneisse“) auf, im NW dagegen nur noch Biotit-arme bis Biotit-freie Granat-Feldspat-Quarzfelse $\pm$ Sillimanit und Graphit („Stro-nalithe“). Der Modalquotient $g = \text{Granat}/(\text{Granat} + \text{Biotit})$ steigt dabei von 0 im SE kontinuierlich bis zu 1.0 im NW an.

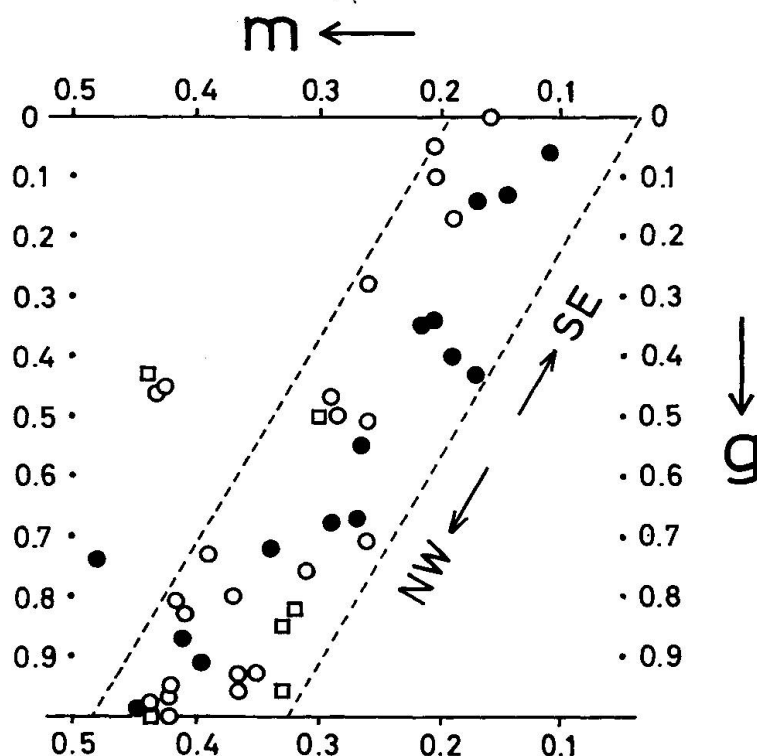


Fig. 2. Abhängigkeit zwischen m von Granat aus Paragneissen und dem zugehörigen Modalquotienten $g = (\text{Granat})/(\text{Granat} + \text{Biotit})$. Bei m handelt es sich in dieser Fig. nicht um die reinen, sondern nur um angenäherte Werte für die Quotienten $\text{Py}/(\text{Py} + \text{Alm})$. Sie wurden nicht chemisch, sondern aus dem a_0/n -Diagramm der Fig. 1 bestimmt, unter Vernachlässigung der Sp- und And-Komponente.

- Granate aus Paragneissen der „idealen“ Zusammensetzung Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Granat, Sillimanit und Erz.
- □ Granate aus Paragneissen, denen zur „idealen“ Zusammensetzung eine oder mehrere Mineralphasen fehlen.
 - Granate aus Quarz-freien Paragenesen.
 - Granate aus Quarz-haltigen Paragenesen.

Trägt man den Modalquotienten g in einem rechtwinkligen Koordinatensystem gegen das Mg/Fe -Verhältnis m von Granat aus den Paragneissen auf, so zeigt sich eine lineare Abhängigkeit zwischen diesen Werten (siehe Fig. 2). Die m - und g -Werte aus Paragneissen eignen sich demnach ausgezeichnet zur Zonierung der Metamorphose, und es lassen sich denn auch tatsächlich je drei aneinanderschliessende Zonen progressiver Metamorphose ausscheiden, in denen die m - bzw. g -Werte innerhalb eng begrenzter, aufeinanderfolgender Intervalle variieren (Fig. 3). Die

⁵⁾ Biotit von der chemischen Zusammensetzung der südöstlichen Biotite (TiO_2 -reich).

⁶⁾ Granat von der chemischen Zusammensetzung der nordwestlichen Granate (TiO_2 -arm).

Grenzen zwischen diesen Zonen verlaufen stellenweise leicht schief zu den Grenzlinien der petrographischen Einheiten.

Diese Zonierung wurde auch im Abschnitt der Valle Strona vorgenommen. Sie soll später auf den ganzen Bereich der Ivrea-Zone ausgedehnt werden, wozu aber nur noch Paragneisse mit folgender idealer Mineralzusammensetzung Verwendung finden werden: Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Granat, Sillimanit und Erz. Sowohl aus theoretischen Überlegungen wie auch aus der Praxis ergibt sich nämlich, dass nur m- und g-Werte derartiger Paragenesen — genau genommen — verlässliche Indikatoren der Metamorphosebedingungen darstellen. Fehlt eine der angeführten Mineralphasen, so sind diese Werte in starkem Mass auch vom Pauschalchemismus des Paragneisses abhängig.

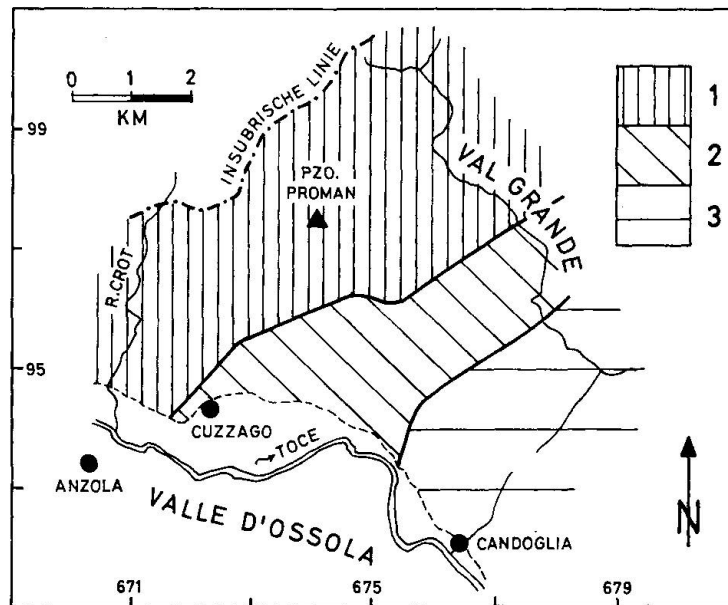


Fig. 3. Zonierung der Metamorphose mit Hilfe der Quotienten $m = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{II}})$ und $g = \text{Granat}/(\text{Granat} + \text{Biotit})$ aus Paragneissen.

- | | | |
|----|-------------------|-----------------|
| 1: | $g = 1,00-0,81$, | $m = 0,50-0,35$ |
| 2: | $g = 0,80-0,46$, | $m = 0,34-0,25$ |
| 3: | $g = 0,45-0,00$, | $m = 0,24-0,10$ |

Im weitem haben 40 Brechungsindexbestimmungen und 3 chemische Analysen von Biotiten aus Paragneissen gezeigt, dass gleichzeitig mit der kontinuierlichen Änderung des Quotienten m von Granat eine solche des Mg/Fe-Verhältnisses im koexistierenden Biotit einhergeht, und zwar von $m = 0.5$ im SE bis zu $m = 0.9$ im NW. Nicht nur die Granate, sondern auch die Biotite aus Paragneissen der oben angegebenen idealen Zusammensetzung können demzufolge als mineralchemische Indikatoren des Metamorphosegrades in der Ivrea-Zone verwendet werden.

Schlussbetrachtungen

In den Paragneissen der Ivrea-Zone hat sich also ein Gleichgewicht zwischen Biotit und Granat eingestellt, das nicht nur modal, mit Hilfe des Quotienten g, sondern auch mineralchemisch, mit Hilfe der Quotienten m von Granat und Biotit, erfasst werden kann. Die Lage dieses Gleichgewichts wurde durch die herrschenden Metamorphosebedingungen festgelegt. Da in Sillimanit-freien Paragenesen der Quotient g im Verhältnis zu den Sillimanit-haltigen Paragenesen meist zu klein

ist, an Stelle des Granats also infolge des fehlenden Aluminiums ohne weiteres Biotit gebildet werden konnte, führt der Verfasser die Substitution von Biotit durch Granat nicht auf einen zunehmenden Wassermangel, sondern in erster Linie auf steigende Temperatur und evtl. wachsenden Gesamtdruck zurück. Die jetzige Wasserarmut der Gesteine in Granulitfazies wäre demnach nicht als primär zu betrachten, sondern als eine Folge des Instabilwerdens wasserhaltiger Mineralphasen wie z. B. Biotit unter den gesteigerten pT-Bedingungen dieser Fazies. Diese Folgerung stimmt auch tatsächlich mit der heute vorherrschenden Ansicht der Petrologen überein, dass der Partialdruck des Wassers bei der Metamorphose reiner Silikatgesteine dem Gesamtdruck gleichkomme. Damit fällt neben dem Druck und der Temperatur eine dritte Variable, der Partialdruck des Wassers weg, und es vermehren sich hieraus die Hoffnungen, einmal jene variierenden pT-Bedingungen rekonstruieren zu können, die nicht nur der Regionalmetamorphose in der Ivrea-Zone, sondern auch derjenigen in zahlreichen mineralfaziell ähnlichen Gesteinskomplexen zugrunde liegen.

Literatur

- ARTINI, E. e MELZI, G. (1900): Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Mem. r. Ist. lomb. Sc. e Lett., Cl. Sc. mat. nat., 18, 1896/1900.
- ENGEL, A. E. J. and ENGEL, C. G. (1960): Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, Northwest Adirondack Mountains, New York. Part II: Mineralogy. Bull. Geol. Soc. Am. 71.
- SCHILLING, J. (1957): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der untern Valle d'Ossola. SMPM 37.
- SCHMID, R. (1966): Struktureller Aufbau der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (N-Italien). SMPM 46/2.
- (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). Vorgesehen für Druck in den SMPM 47/2.
- VENKAYYA, E. (1956): Petrological observations in the Maggia hydro-electric tunnel between Lake Maggiore and Centovalli. SMPM 36.
- WALTER, P. (1950): Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea-Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone. SMPM 30.
- WINCHELL, H. (1958): The composition and physical properties of garnet. Am. Miner. 43.

4. R. Schmid (Zürich)¹⁾: *Struktureller Aufbau der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Norditalien)*²⁾.

Einleitung

Die Ivrea-Zone war bisher einfach als Zone vorwiegend steilstehender Planartexturen bekannt. Nähere Angaben über ihren strukturellen Aufbau fehlen in der einschlägigen Literatur oder sind nur in beiläufigen Bemerkungen enthalten. Von SCHILLING (1957) stammen einige Daten über die Orientierung der Lineationen im Profil der Valle d'Ossola. Sonst ist nichts genaueres über den Verlauf der linearen und planaren Parallelt Texturen bekannt.

Anlässlich der Begehung des Abschnittes Val Grande/Valle d'Ossola wurden nun vom Verfasser über 1500 Messungen derartiger Texturen vorgenommen. Bei den Planartexturen handelt es sich hiebei um Stoffbänderungen und Schiefertexturen, bei den Lineationen um bevorzugte Regelungsrichtungen der c-Achsen von Hornblende und Sillimanit, um Mineralschnüre, wie sie durch das Aneinanderreihen

¹⁾ Institut für Kristallographie und Petrographie der Eidg. Technischen Hochschule, Zürich.

²⁾ Die vorliegende Niederschrift stellt eine Zusammenfassung der detaillierten Ergebnisse struktureller Untersuchungen in der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande dar, deren Druck im übernächsten Heft dieser Zeitschrift vorgesehen ist.

von Granat und hellen Gemengteilen zustandekommen, sowie um linsenförmig ausgezogene Mineralaggregate oder Hornblendekörner. Zusätzlich wurden auch Klein- und Grossfaltenachsen eingemessen.

Sämtliche erwähnten Texturen sind auf der Basis granoblastischer, nematoblastischer oder blastoklastischer bis blastomylonitischer Korngefüge aufgebaut. Sie verdanken ihre Entstehung also keinen postkristallinen Deformationen. Das Alter der Regionalmetamorphose und der Texturen innerhalb dem Grundgebirgskomplex, genannt „Seegebirge“, dessen nordwestlichen Bestandteil die Ivrea-Zone bildet, muss allgemein als mindestens hercynisch bzw. präoberkarbonisch bezeichnet werden, wenn man die Biotit- und Kalifeldspatalter³⁾ der diskordanten Granite von Baveno und Mont'Orfano (E. JÄGER, 1960 und 1961) sowie die Auflagerung von unmetamorphem Oberkarbon und jüngern Sedimenten auf diesen Komplex in Berücksichtigung zieht. Die Strukturen der Ivrea-Zone sind also sicher präalpinen Alters, und die vorliegenden Untersuchungen haben denn auch gezeigt, dass das Muster der Lineationen in der alpin-epimetamorphen Canavese-Zone, die im NW längs der Insubrischen Linie an das Seegebirge anschliesst, ganz anders geartet ist als dasjenige in der Ivrea-Zone, eine Tatsache, auf die bereits SCHILLING (op. cit., S. 529) hingewiesen hat.

Verlauf der planaren Paralleltexturen

Die Stoffbänderungen und Schiefertexturen verlaufen praktisch überall parallel zueinander und parallel zu den Grenzen der petrographischen Einheiten. Sie stehen vorwiegend steil, zeichnen aber auch zwei Gewölbestrukturen von je etwa 2 km äusserer Schenkelweite ab, die in geologischen Querprofilen durch das Untersuchungsgebiet deutlich in Erscheinung treten (siehe Fig. 1 b). Während die Achse des südlichen Gewölbes mit ungefähr 30° gegen NE einfällt, liegt diejenige des nördlichen Gewölbes subhorizontal, aber ebenfalls in der SW-NE-Richtung. Das südliche Gewölbe, dessen Scheitel sich in den Corni di Nibbio befindet, ist bisher noch nicht entdeckt worden. Dagegen erwähnt SCHILLING (1957, S. 528) ein „weitgespanntes Gewölbe“ im Abschnitt der Valle d'Ossola, das als südöstliche Fortsetzung des hier erwähnten „nördlichen Gewölbes“ zu identifizieren ist, und dessen Scheitel im Untersuchungsgebiet zwischen dem Pzo. Proman und dem W davon gelegenen Moncuoco liegt. Dieses nördliche Gewölbe dürfte sich, längs der Insubrischen Linie, nach SW bis in die Valle Strona und nach NE bis Finero verfolgen lassen. Sein Charakteristikum ist, neben der flachliegenden Achse, ein Kern, der zu einem grossen Teil aus Ultrabasiten aufgebaut ist. Typisch ist weiterhin das Vorherrschen blastoklastischer bis blastomylonitischer Korngefüge in den Paragneissen und Basiten des nördlichen Gewölbebereichs, die im übrigen Teil des Untersuchungsgebietes stark zurücktreten.

Verlauf der linearen Paralleltexturen und strukturgenetische Interpretationen

Die Lineationen⁴⁾ fallen in den südöstlichen zwei Dritteln des Untersuchungsgebietes — bei nur geringer Streuung — mit durchschnittlich 33° gegen N 54° E ein. Sie liegen überall parallel zu den Faltenachsen sowie subparallel zur Achse des südlichen Gewölbes. Es darf deshalb angenommen werden, dass die Lineationen, die Klein- und Grossfalten sowie das südliche Gewölbe einer und derselben Verformungsperiode entstammen, einer *ersten kinematischen Phase* präoberkarboni-

³⁾ Die absoluten Altersbestimmungen an diesen Mineralen ergaben Werte, die alle im Intervall 270 ± 10 my liegen.

⁴⁾ Die Lineationsmessungen stammen hauptsächlich aus den Paragneissen („Stronalithen“, „Kinzigitgneissen“) und aus den basischen Gesteinen. In den Ultrabasiten treten Lineationen nur ausnahmsweise in Erscheinung.

schen Alters (siehe S. 688), die hier als orogene Phase bezeichnet wird. Diese linearen Strukturen entstanden offenbar im Gefolge einer starken Einengung der Gesteinsserien quer zur Axialrichtung und sind als Äusserungen jener regionalen Thermo-Dynamometamorphose zu betrachten, welche den Mineralbestand der kata- bis mesometamorphen Ivrea-Gesteine geprägt hat (SCHMID, 1966).

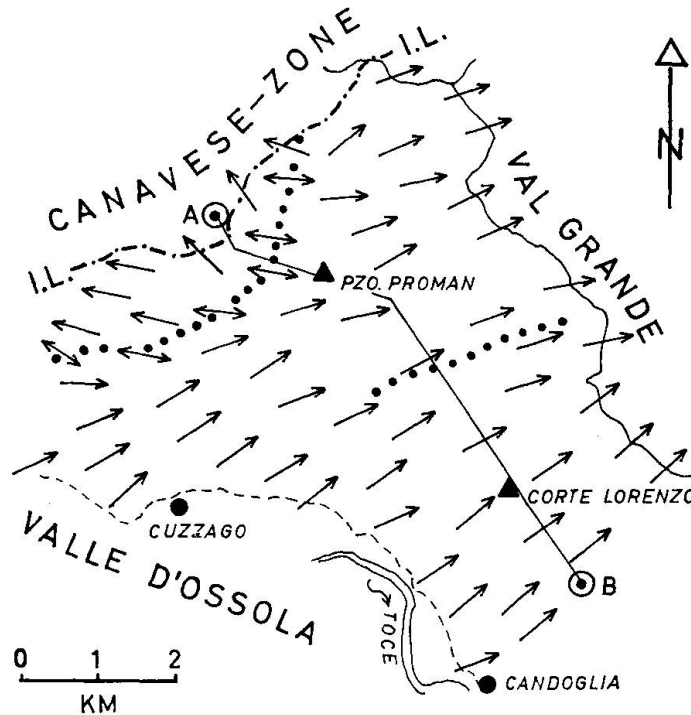


Fig. 1a. Streichen und Einfallrichtung der Lineationen in der Ivrea-Zone zwischen Valle d'Ossola und Valgrande. Man erkennt deutlich das Abschnen der Lineationen im Bereich des nördlichen Gewölbes (vgl. Fig. 1b) aus dem regionalen SW-NE- in ein NW-Streichen.

- I. L.: Insubrische Linie.
 A – B: Trasse des Profils von Fig. 1b.
 Gross punktiert: Schnittlinien der Achsenebenen des nördlichen und des südlichen Gewölbes mit der Gebirgsoberfläche.
 Gestrichelt: Talrand der Valle d'Ossola.

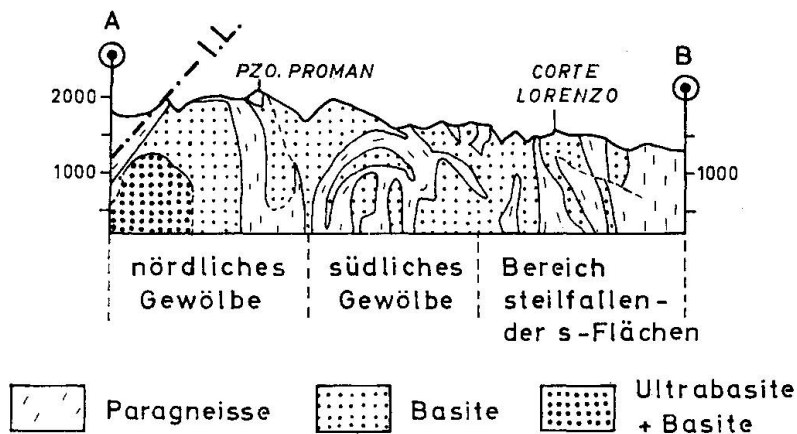


Fig. 1b. Schematisches Querprofil durch das untersuchte Gebiet.

Besondere Verhältnisse herrschen nun aber im Bereich des nördlichen Gewölbes. Die Lineationen, die hier im Südschenkel noch normal nach NE abtauchen, liegen im Gewölbescheitel flach in der E-W-Richtung und fallen im Nordschenkel gegen NW ein (siehe Fig. 1a). Sie lassen sich um die Gewölbeachse abwickeln, womit erwiesen ist, dass sie älter sind als der Gewölbebau. Das nördliche Gewölbe muss somit im Verlaufe einer *zweiten kinematischen Phase* entstanden sein, die irgendwo in den Zeitraum fällt, der mit der Prägung der Lineationen, also der Kristallisation der Ivrea-Gesteine in präoberkarbonischer Zeit beginnt und mit der alpinen bis spätalpinen Ausbildung der Insubrischen Linie in ihrer heutigen Form endet; denn die heutige Anlage der Insubrischen Linie ist jünger als der Gewölbebau: sie schneidet ihn diskordant an (erkennbar an der Diskordanz zwischen der Achsen-ebene des nördlichen Gewölbes und der Insubrischen Linie, Fig. 1a).

Zwei Erscheinungen weisen jedoch darauf hin, dass an der Stelle des heutigen nördlichen Gewölbes bereits eine ältere Antiform existierte:

- a) Der abschnittsweise ausgeprägt triklone Bau des Gewölbes, der auf eine zweiphasige Entstehung desselben hinweist und
- b) die Verformung des Südschenkels um eine Achse, welche dieselbe Streichrichtung und dasselbe Gefälle aufweist, wie die Achsen der orogenen Phase.

Aus diesen Gründen muss angenommen werden, dass während der orogenen Phase eine erste Antiform mit (heute) NE-fallender Achse entstand, die später, während der zweiten kinematischen Phase, neu verformt wurde.

Ein einfaches Experiment zeigt nun, dass sich ein bogenförmig gefaltetes Blatt mit parallel zur Verbiegungsachse aufgezeichneten Lineationen durch eine drehende Bewegung des einen Schenkels tatsächlich so deformieren lässt, dass die Lineationen schlussendlich schief und abwickelbar zur Achse orientiert sind und diese selbst

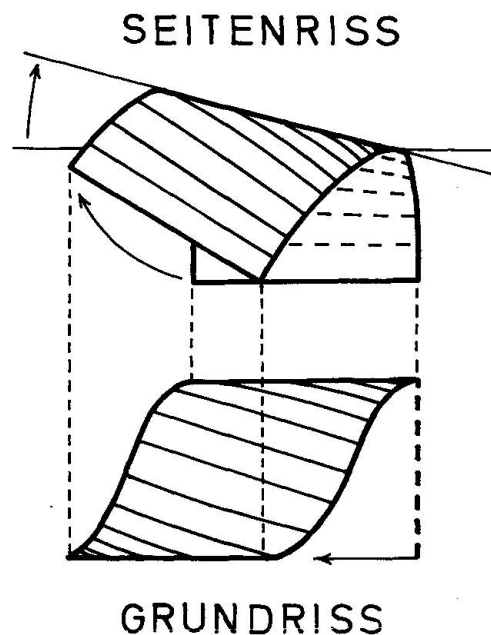


Fig. 2. Modellversuch zur Erklärung der Neuverformung des nördlichen Gewölbes. Ein bogenförmig gefaltetes Blatt mit parallel zur Gewölbeachse aufgezeichneten Lineationen ist durch drehende Bewegung des einen Schenkels derart verformt worden, dass die Lineationen schief, aber abwickelbar zur Gewölbeachse zu liegen kommen. Die Gewölbeachse hat ihre Lage in der Vertikalebene verändert. Das neuverformte Blatt ist im Seiten- und Grundriss gezeichnet.

eine veränderte Neigung aufweist (siehe Fig. 2). Diese Änderung im Axialgefälle vermag also auch das heute vorliegende unterschiedliche Einfallen der südlichen und der nördlichen Gewölbeachse zu erklären. Zieht man in Betracht, dass sich das Gewölbe längs der Insubrischen Linie hinzieht, so ist es somit nicht unwahrscheinlich, dass eine Verschiebung grösseren Ausmasses entlang einer älteren Anlage dieser Störungslinie die soeben geschilderte Verformung verursachte. Diese Verschiebung könnte mit folgenden postmetamorphen Vorgängen zusammenhängen:

- a) Mit der Abtrennung der Ivrea-Zone von jenen Teilen des Grundgebirges, die ursprünglich, während der Regionalmetamorphose, im NW an sie anschlossen.
- b) Mit der axialen Neigung der Ivrea-Zone nach NE, falls die Linearstrukturen dieser Zone in horizontaler Lage entstanden sind.

Schlussbetrachtungen

Fassen wir die Untersuchungsergebnisse zusammen, so hat sich also ergeben, dass im Verlauf der regionalen Dynamo-Thermometamorphose in präoberkarbonischer Zeit Lineationen (nahezu in allen Gesteinstypen), Klein- und Grossfalten sowie zwei Antiformen entstanden sind, die (heute) alle mit durchschnittlich 33° axial gegen N 54° E einfallen. Dasselbe einheitlich NE-gerichtete Axialgefälle kann nach eigenen Untersuchungen nordostwärts bis ans Ende der Zone und südwestwärts bis mindestens zum Val Mastallone verfolgt werden, dürfte also zumindest auf der ganzen NE-Hälfte der Zone in Erscheinung treten. Das bedeutet, dass man von NE gegen SW in immer tiefer liegende tektonische Einheiten gerät.

Das nördlich gelegene Gewölbe ist später, nach Beendigung der Kristallisation der Ivrea-Gesteine, jedoch präalpin neu verformt worden, derart, dass die Lineationen schief, aber abwickelbar zur Gewölbeachse orientiert wurden und diese selbst eine horizontale Lage einnahm. Damit brauchen die Gang- und Ultramylonite, die im untersuchten Abschnitt streng auf den nördlichen Gewölbebezirk beschränkt sind, nicht ausschliesslich als Erscheinungen alpinen Alters aufgefasst zu werden, die im Zusammenhang mit der Ausbildung der heutigen Anlage der Insubrischen Linie stehen. Sie könnten sehr wohl auch als älter, nämlich als Produkte der Neuverformung des nördlichen Gewölbes angesehen werden.

Literatur

- SCHILLING, J. (1957): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der untern Valle d'Ossola. SMPM 37.
- JÄGER, E. und FAUL, H. (1960): Altersbestimmungen an einigen Schweizer Gesteinen und dem Granit von Baveno. SMPM 40.
- JÄGER, E. et al. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer-Alpen. SMPM 41.
- SCHMID, R. (1966): Granatchemismus als Indikator des Metamorphosegrades in der Zone Ivrea-Verbano. SMPM 46.
5. **A. Steck** (Basel): *Beziehungen zwischen der alpinen Metamorphose und der alpinen Gefügeprägung im mittleren und westlichen Aarmassiv*. — Erscheint in den SMPM 47, 2, 1967.
 6. **H.-R. Wenk** (Basel): *Die Triklinität der Tessiner Kalifeldspäte; ein petrogenetischer Indikator*. — Erscheint in den SMPM 47, 1, 1967.
 7. **R. Chessex, M. Delaloye, R. Laurent, J. Bertrand et M. Vuagnat** (Genève): *Données géochimiques et déterminations d'âges plomb total sur des zircons alpins, 4e série*. Tableau des résultats voir p. 692/693. La discussion des résultats paraîtra dans le volume 19 (1966) des Archives des Sciences, Genève.

Tableau des résultats

Zircon No	Type de roche	Unité géologique Massifs cristallins externes	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	Activité (α /mg·h)	Pb (ppm)	Age (M. a.)
175	AR 7	Granite de Pormenaz	1328	1069	0,80	579	69	290
227	AR 15	Id.	1231	1022	0,83	542	77	347
176	AR 8	Granite des Montées Pélissier	1908	1292	0,68	811	82	250
211	AR 14	Granite de la Motte	1862	1110	0,60	778	85	213
283	AR 22	Granite de Vallorecine	2371	275	0,12	896	94	267
286	AR 24	Id.	2531	316	0,12	959	89	237
287	AR 25	Id. (faciès de bordure)	1393	198	0,14	522	84	405
292	AR 30	Id. (faciès à enclaves)	1479	216	0,15	563	65	293
306	AR 32	Microgranite	1374	244	0,18	527	57	275
233	AR 16	Gneiss homogène à biotite	791	238	0,30	312	61	483
285	AR 23	Gneiss rubané à deux micas	795	98	0,12	301	52	432
242	AR 20	Gneiss rubané à biotite	971	112	0,12	367	75	507
243	AR 21	Gneiss veiné à biotite	794	152	0,19	305	73	583
290	AR 28	Gneiss granitique homogène à biotite	1071	174	0,16	409	84	509
291	AR 29	Gneiss schisteux et glandulaire, à biotite	797	156	0,20	307	74	590
289	AR 27	Gneiss granitique porphyroblastique	656	208	0,32	259	50	475
235	AR 17	Grès, Carbonifère de Dorénaz	1078	371	0,34	429	67	338
229	MB 4	Granite (protogine)	2292	600	0,26	896	114	319
230	MB 5	Id.	2973	698	0,23	1156	130	284
234	MB 6	Id.	2690	792	0,29	1002	136	340
238	MB 8	Agnatite, au contact de la protogine	1246	583	0,47	509	80	389
237	MB 7	Gneiss granitique, zone de contact de la protogine	2236	1131	0,51	921	129	345
316	Bd 11	Granite des Sept Laux (faciès leucocrate)	3717	1131	0,30	1466	218	370
307	Bd 9	Gneiss granitique, en galet dans conglomérat métamorphique	959	178	0,19	368	96	636
314	Bd 10	Gneiss encaissant le conglomérat	426	106	0,25	166	52	751
213	M 7	Granite du Cap Camarat	4116	999	0,24	1593	209	330
193	M 2	Granite du Plan de la Tour	1584	678	0,43	639	109	420
220	M 9	Granite de Cogolin	1172	479	0,41	471	72	378
190	M 1	Granite d'anatexite de Ramatuelle	1194	4650	3,89	841	163	432
219	M 8	Granite à cordiérite de St. Tropez	154	38	0,24	60	14	571

195	M 4	Gneiss ocellé à biotite	Id.	2021	615	0,30	793	130	406
232	M 12	Id.	Id.	929	183	0,20	358	62	432
298	M 17	Gneiss chloriteux	Id.	1011	173	0,17	387	76	487
300	M 18	Gneiss à deux micas	Id.	1109	168	0,15	423	85	498
222	M 10	Id.	Id.	671	135	0,20	257	60	571
194	M 3	Gneiss ocellé à muscovite	Id.	633	122	0,19	243	60	605
295	M 14	Métagrauwacke	Id.	1000	380	0,38	401	140	826
294	M 13	Diorite quartzique	Massif de l'Esterc-Tanneron	626	262	0,42	253	35	343
311	M 22	Gneiss à biotite et sillimanite	Id.	1549	593	0,38	622	103	409
304	M 20	Gneiss leptynitique	Id.	1506	555	0,37	602	113	462
305	M 21	Gneiss à deux micas	Id.	766	152	0,20	295	73	605
276	Dph 1	Grès du Champsaur (Eocène sup.)	Autoclitone dauphinois	905	312	0,34	360	88	592
313	Dph 2	Grès d'Annot (Eocène sup.)	Ultradauphinois	888	308	0,35	354	70	486
203	ML 1	Gneiss granitique leucocrate à biotite	Nappe du Monte Leone (Pennique inférieur)	2385	247	0,10	894	49	124
203	Rf 1	Porphyre de Rofina	Nappe de Tambo-Suretta (Pennique moyen)	1443	243	0,17	549	75	345
228	GB 20	Grès (Permo-Carbonifère)	Nappe du Grand Saint Bernard (Pennique moyen)	992	219	0,22	384	68	438
245	GB 22	Grès (Carbonifère)	Id.	818	195	0,24	318	84	644
251	GB 18	Quartzite séricitique (Schistes de Casanna sup.)	Id.	755	287	0,38	303	46	376
250	GB 19	Gneiss albitique à mica blanc (Schistes de Casanna inf.)	Id.	806	236	0,29	317	67	519
257	GB 23	Gneiss à biotite (Sch. Casanna inf.)	Id.	1495	252	0,17	572	60	266
252	H 3	Migmatite du Sapey (gneiss à mica blanc)	Houiller, zone briançonnaise (Vanoise)	1061	122	0,11	401	68	423
315	DB 3	Arkésine (granite mylonitisé)	Nappe de la Dent Blanche (Austro-alpin inf.)	2072	554	0,27	811	102	317
231	Be 3	Granite alcalin	Nappe de la Bernina (Austro-alpin inf.)	1714	438	0,26	669	99	369
265	Be 4	Gneiss granitique ocellé à biotite (orthogneiss de la Stretta Masse)	Id.	1052	171	0,16	402	71	441
207	CA 2	Granite	Massif de la Cima d'Asta (Alpes du Sud)	600	205	0,34	237	37	388

Sonntag, 2. Oktober 1966, 09.00 Uhr, in der Kantonsschule Solothurn.

Vorsitz: Prof. G. C. Amstutz.

Anwesend: 26 Personen.

1. **R. Rybach** und **H. U. Nissen** (Zürich): *Zerstörungsfreie Simultanbestimmung von Na, K und Ba in Adular mittels Neutronenaktivierung.* — Erscheint in den SMPM 47, 1, 1967.
2. **F. Marumo**, **W. Nowacki** und **P. Engel** (Bern): *Kristallchemische Untersuchungen an Sulfosalzen**.

Es wurde über folgende Strukturbestimmungen bzw. Verfeinerungen referiert.

1. *Luzonit* (F. MARUMO):

Die Kristallstruktur von Luzonit wurde nach der Methode der kleinsten Quadrate mit Hilfe von 121 photographisch (Cu K_α -Strahlung) vermessenen Reflexen dreidimensional verfeinert. Eine Mikrosondenanalyse ergab die Zusammensetzung $\text{Cu}_3(\text{As}_{0,64}\text{Sb}_{0,36})\text{S}_4$. Die Gitterkonstanten sind $a_0 = 5,332 \pm 0,055$, $c_0 = 10,570 \pm 0,01$ Å und die Raumgruppe ist $D_{2d}^{11} - I 42 m$. Die Struktur ist vom Zinkblendetypus, mit einer kleinen Abweichung von der Idealstruktur. Die zwischenatomaren Abstände sind (As, Sb)–S = 2,265, Cu (1)–S = 2,304 und Cu (2)–S = 2,337 Å.

Die ausführliche Arbeit wird in der Z. Krist. erscheinen.

2. *Nowackiit* (F. MARUMO):

Die Kristallstruktur eines neuen Cu-Zn-Arsensulfosalzes, $\text{Cu}_6\text{Zn}_3\text{As}_4\text{S}_{12}$, wurde bestimmt. Der Kristall ist rhomboedrisch mit den Gitterkonstanten $a_{0,\text{rho.}} = 8,34$ Å, $\alpha_{0,\text{rho.}} = 107^\circ 20'$, $a_{0,\text{hex.}} = 13,44$ Å, $c_{0,\text{hex.}} = 9,17$ Å und der Raumgruppe $C_3^4 - R 3$. Die Struktur konnte durch Interpretation einer dreidimensionalen, nur mit Überstrukturreflexen berechneten Pattersonsynthese gefunden werden. Es war nicht möglich, die Cu- von den Zn-Atomen zu unterscheiden.

Es handelt sich um einen defekten Zinkblendestrukturtyp, wobei die S-Lagen auf den 3-Achsen unbesetzt sind. Vier As-Atome koordinieren die Leerstellen; jedes As hat eine trigonal-pyramidale Koordination von S-Atomen. Die (As-S)-Abstände zwischen 2,24 Å und 2,27 Å befinden sich in guter Übereinstimmung mit dem (As-S)-Abstand bei kovalenter Bindung. Die erhaltenen (Cu, Zn-S)-Abstände liegen zwischen 2,279 Å und 2,355 Å. Die ausführliche Arbeit wird in der Z. Krist. erscheinen.

3. *Proustite-Pyrargyrit* (P. ENGEL und W. NOWACKI, N. Jb. Min., Mh. 1966, 181-4):

Diese Strukturen wurden verfeinert und gleichzeitig das Modell von Harker bestätigt. Die Gitterkonstanten sind (in Klammern die Werte für Pyrargyrit): $a_0 = 10,82 \pm 0,01$ (11,04 $\pm$ 0,01), $c_0 = 8,69 \pm 0,01$ (8,72 $\pm$ 0,01) Å, $c_0/a_0 = 0,803$, $a_{0(\text{rho.})} = 6,89 \pm 0,01$ (7,01 $\pm$ 0,01) Å, $\alpha_{0,\text{rho.}} = 103^\circ 25' \pm 10'$ (104° 04' $\pm$ 10').

Jedes Ag ist von zwei S umgeben: S-Ag = 2,44₈ (2,45₀) Å und 2,44₃ (2,43₂) Å, S-Ag-S = 162° 39' (161° 09'). Jedes S ist zwei Ag und einem As bzw. Sb benachbart: Ag-S-Ag = 83° 12' (83° 28'), As (Sb)-S-Ag = 99° 52' (96° 16') und 108° 02' (107° 50'). As bzw. Sb ist pyramidal von drei S umgeben: As (Sb)-S = 2,25₄ (2,46₃) Å, S-As (Sb)-S = 99° 24' (96° 20').

*) Mitt. Nr. 169 der Abt. für Kristallographie, Universität Bern. — Teil 32 über Sulfide und Sulfosalze.

4. *Dufrenoyisit* (F. MARUMO):

Dufrenoyisit wurde strukturell untersucht. In der Einheitszelle befinden sich zwei Formeleinheiten $\text{Pb}_8\text{As}_8\text{S}_{20}$. Die Raumgruppe ist $C_{2h}^2-P2_1$ und die Gitterkonstanten sind $a_0 = 7,90$, $b_0 = 25,74$, $c_0 = 8,37$ Å, $\beta_0 = 90^\circ 21'$. Die Grundstruktur ist dieselbe wie bei Rathit-I, Rathit-Ia und Rathit-III; die Unterschiede liegen in der chemischen Zusammensetzung und in kleinen dadurch bedingten Atomverschiebungen. Jedes von vier der acht unabhängigen Pb-Atome ist von neun, jedes der anderen vier Pb-Atome von sieben ($6+1$) S-Atomen umgeben. Das siebente der nächsten S-Atome des letzten Typus ist relativ weit weg gelegen. Alle As-Atome scheinen eine trigonal-pyramidale S-Koordination aufzuweisen. Sieben unabhängige AsS_3 -Pyramiden sind über S-Atome unter Bildung von As_4S_9 - und As_3S_7 -Gruppen miteinander verknüpft. Die achte AsS_3 -Pyramide ist wahrscheinlich isoliert.

Die ausführliche Arbeit wird in der Z. Krist. erscheinen.

5. *Hatchit* (F. MARUMO):

Mittels dreidimensionaler Methoden wurde die vollständige Kristallstruktur von Hatchit $2[(\text{Pb}, \text{Tl})_2\text{AgAs}_2\text{S}_5]$ in der Raumgruppe $C_{2h}^1-P\bar{1}$ bestimmt. Die Gitterkonstanten sind $a_0 = 9,37$, $b_0 = 7,84$, $c_0 = 8,06$, alle $\pm 0,01$ Å, $\alpha_0 = 66^\circ 25'$, $\beta_0 = 63^\circ 21'$, $\gamma_0 = 84^\circ 58'$, alle $\pm 15'$. Jedes As ist trigonal-pyramidal von 3 S umgeben. Zwei unabhängige (As-S_3)-Pyramiden hängen über ein S-Atom zusammen und bilden eine As_2S_5 -Gruppe. Die Ag-Atome weisen ebenfalls eine trigonal-pyramidale Koordination von S-Atomen auf. Jedoch befindet sich das viertnächste S-Atom in relativ kurzer Entfernung (2,933 Å), so dass bei Einschluss dieses S-Atoms das Ag-Atom eine tetraedrische Koordination erhält. Die As_2S_5 -Gruppen und die (Ag-S_3)-Pyramiden haben gemeinsame S-Atome und bilden eine Art Doppelkette // $[01\bar{1}]$. Die Ebene der Doppelkette ist // der Spaltebene (011). Die (Pb, Tl)-Atome haben acht nächste S-Atome.

Die ausführliche Arbeit wird demnächst erscheinen.

3. V. Dietrich, F. de Quervain und H. U. Nissen (Zürich): *Turmalinasbest aus alpinen Mineralklüften*.

Im Frühjahr 1965 erhielten wir vom Schweizer Heimatwerk einige „Asbest“-Stücke zur Ansicht. Da es sich um sehr schöne Stufen handelte und der Asbest einen merkwürdig bläulichen Seidenglanz besass, untersuchten wir diese Stücke röntgenographisch.

Wir fanden erstaunlicherweise nur Turmalin und einen Chlorit. Ähnliche Vorkommen waren bisher aus alpinen Mineralklüften nur unter den Namen „Asbest“ und „Bergleder“ beschrieben worden.

Unsere Vorkommen stammen aus den Mineralklüften der Grüngesteine (Spilite und Keratophyre des Verrukano) des Taminser Calanda im Kanton Graubünden. Herr Dr. Bächtiger stellte uns freundlicherweise die genauen Fundortangaben zur Verfügung.

1. Zwei Klüfte im Pipelinestollen Domat/Ems-Felsberg, die mit 30 bis 50° nach Westen einfallen:

Folgende Paragenesen wurden festgestellt: Bis zu 20 cm lange Bündel von Turmalinasbest, die oft auf Calcit aufgewachsen oder im Quarz eingewachsen sind. Daneben treten Albit und Chlorit auf.

2. Mineralfundstellen „Plattenzüge“.

Paragenese: milchiger Gangquarz, z. T. Bergkristalle mit Einschlüssen von Turmalin, sehr viel Albit, Chlorit und etwas Calcit.

3. Mineralfundstelle Steinbruch „Sarazass“.

Paragenese: Vorwiegend Bergkristall und Calcit, daneben Adular, Chlorit, Kupferkies, spärlich Hämatit, Turmalin und Titanit.

Röntgenographische Untersuchungen

Nach dem Guiner-Verfahren zur röntgenographischen Bestimmung von Kristallpulvern wurden einzelne Fasern untersucht. Dabei verwendeten wir zunächst die De Wolff-Kamera ($\varnothing$ 114,6 mm) zur Diagnose, später zur genauen Auswertung der Diagramme die Jagodzinski-Kamera ($\varnothing$ 114,6 mm).

Zum Vergleich wurde das Turmalin-Diagramm aus der ASTM-Kartei Nr. 14—76 herangezogen, das mit $\text{CuK}_{\alpha 1}$ -Strahlung und Ni-Filter aufgenommen wurde. Dagegen wurde der Turmalin vom Calanda mit $\text{FeK}_{\alpha 1}$ -Strahlung und Mn-Filter aufgenommen.

Die errechneten Gitterkonstanten betragen:

$$a_0 = 15,946 \text{ und } c_0 = 7,197 \text{ \AA}.$$

Vergleiche der Intensitäten zeigten Übereinstimmung beider Turmaline im Bereich hoher und mittlerer d-Werte. Zwischen 1,4—1,2 $\text{\AA}$ wurden die Linien breiter und ergaben somit Streuwerte.

Nach der zusammenfassenden Arbeit von W. EPPRECHT (1953) über die Gitterkonstanten der Turmaline schwanken die Werte von a_0 zwischen 15,815 bis 15,990 $\text{\AA}$ und c_0 zwischen 7,084 bis 7,205 $\text{\AA}$. Das Achsenverhältnis c/a weist Werte von 0,447 bis 0,4528 auf. EPPRECHT unterscheidet zwei Turmalingruppen:

Gruppe I, die Elbait-Schörl-Serie (Li, Al bis Fe-Turmaline),

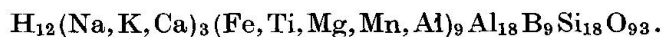
Gruppe II, die Dravit-Schörl-Serie (Mg bis Fe-Turmaline).

Unser Turmalinasbest gliedert sich mit seinen Gitterkonstanten und dem Achsenverhältnis $c/a = 0,451$ gut in die Dravit-Schörl-Serie ein, wobei er dem Dravit nahesteht.

G. Cocco (1952) beschreibt in einer kurzen Notiz zwei ähnliche feinfilzige Turmaline aus den Graniten von Elba und Alzo, die jedoch nach EPPRECHT ein Achsenverhältnis $c/a = 0,4487$ aufweisen und so dem Schörl näherstehen.

Herr Prof. Weibel untersuchte uns freundlicherweise diesen Turmalin spektralanalytisch. Die Analyse ergab als Hauptelemente Si, Al, Mg und Fe sowie etwas geringere Gehalte an B, Ca und Na.

Für die Dravit-Schörl-Mischkristallreihe stellte EPPRECHT folgende Formel auf:



Unser Turmalinasbest würde somit ein eisenhaltiges Glied des Dravit darstellen.

Möglicherweise war der Turmalin etwas durch Calcit und Chlorit verunreinigt, so dass die Gehalte an Ca und Fe zu hoch liegen. Eine genaue chem. Analyse wird daher noch angefertigt.

Optische Untersuchungen ergaben, dass die Faserbündel gerade auslöschten und in ihrer Gesamtheit auch den typischen Pleochroismus aufweisen. Die Lichtbrechung beträgt nach vorläufigen Bestimmungen: $\epsilon = 1,617$ und $\omega = 1,646$.

Mit zunehmendem Fe-Gehalt steigen die Lichtbrechungsdaten linear vom Dravit gegen Schörl.

$$\text{Dravit: } \epsilon = 1,613 \quad \omega = 1,635,$$

$$\text{Schörl: } \epsilon = 1,650 \quad \omega = 1,687.$$

Nach EPPRECHT ist die Farbe nicht in allen Fällen kennzeichnend für die chemische Zusammensetzung der Turmaline. Somit können wir an die silbergraue bis bläuliche Farbe des Turmalinasbestes keine Aussage knüpfen.

Zwischen den Fasern erkannten wir kleine hexagonale Täfelchen oder deren Bruchstücke. Eine separierte Probe ergab röntgenographisch ein in allen Linien und Intensitäten übereinstimmendes Diagramm mit dem Ripidolith (Chlorit) der ASTM-Kartei Nr. 7—76 $(\text{Mg}_{2,8}\text{Fe}^{2+}\text{Al}_{1,2})(\text{Si}_{2,8}\text{Al}_{1,2})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$.

Da das Durchlichtmikroskop keine weiteren Einzelheiten erkennen liess, betrachteten wir einzelne Fasern elektronenmikroskopisch. Die Präparation der mit der Schere zerschnittenen und mit dem Mörser zerteilten Fasern gelang durch Sedimentation in einem Alkohol-Wassergemisch.

Mit einer 20 000fachen Vergrösserung erhielten wir gute Bilder und Resultate. Die Fasern lagen in der c^*-a^* -Ebene und waren nach der Vertikalachse gestreckt. Sie schienen einen prismatischen Habitus zu besitzen, der mit den Formen der charakteristischen drei- bzw. neunseitigen Turmaline zu vergleichen ist. Andererseits könnten es auch nur Brüche oder Zerr-Risse sein. Aus weiteren elektronenoptischen Diffraktionsaufnahmen konnten die durch die Pulveraufnahmen berechneten Gitterkonstanten bestätigt werden. Das Verhältnis c/a betrug etwa 0,45. In diesen Aufnahmen konnten wir deutlich mehrere Unregelmässigkeiten im Gitterbau erkennen, die aber noch nicht bearbeitet wurden. Die Breite der einzelnen Fasern lag zwischen 1500—3000 Å.

Weitere detaillierte kristallographische Untersuchungen über diesen Turmalinasbest werden folgen.

Literatur

- G. COCCO (1952): Tormalina filiforme dei graniti elbani e di Alzo. Per. Mineral. (Roma). 21, 231—234.
 W. EPPRECHT (1953): Die Gitterkonstanten der Turmaline. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 33, 481—505.

4. **K. Bächtiger** (Zürich): *Die neuen Goldfunde aus dem alten Goldbergwerk „Goldene Sonne“ am Calanda (Kt. Graubünden)*. — Erscheint in den Verh. SNG 1966 und in erweiterter Form in den SMPM 47, 2, 1967.

5. **H. A. Stalder** (Bern): *Zwei ungewöhnliche Quarzvorkommen in den Schweizer Alpen (Blauquarz und Eisenkiesel)*.

Blauquarz vom Taminser Calanda

Die Blauquarze stammen aus alpinen Zerrklüften, die in den Grüngesteinen des Taminser Kristallins liegen. Untersucht wurden Proben von einer Fundstelle, die zwischen den Lokalitäten Tschengels und Plattenzüg (Koord. 752.6/189.95/900 m ü. M.) liegt. Das Beleg- und Untersuchungsmaterial wurde uns von Herrn A. Wagner, Baar, zur Verfügung gestellt, wofür ihm auch an dieser Stelle gedankt sei. (Ähnliche Blauquarze wurden auch im nahe gelegenen Ölstollen, ebenfalls in den Grüngesteinen, gefunden.)

Die Begleitminerale der Blauquarze sind asbestartiger Turmalin (beschrieben von DIETRICH, DE QUERVAIN und NISSEN auf S. 695 dieses Heftes), Albit, Chlorit

und Kupferkies mit Malachit. Das einstige Vorkommen von Calcit-Tafeln kann von einigen Hohlformen in den Quarzkristallen abgeleitet werden.

Die Quarzkristalle werden im wesentlichen durch das Prisma m und die beiden Normal-Rhomboeder r und z begrenzt. Viele, vor allem die kleinen Kristalle weisen die trigonale Bipyramide s auf. Dagegen sind die Trapezoederflächen recht selten und steile Rhomboeder sind kaum vorhanden. Der grösste Kristall misst in der Längserstreckung 8 cm. Vorherrschend ist ein trigonaler Habitus: die r -Flächen sind bedeutend grösser als die z -Flächen. Einige der Kristalle weisen einen Dauphinéer Habitus auf: eine r -Fläche ist besonders gross entwickelt. Im allgemeinen sind die Quarzkristalle langprismatisch. Sehr oft sind die Quarze nach dem Brasilianer-Gesetz verzwillingt. Sind bei einem Kristall mehrere Trapezoederflächen vorhanden, können meist Rechts- und Links-Formen unterschieden werden. Von 30 angeätzten Kristallen (Ätzung auf Schnitten senkrecht c) waren 20 rechts-links verzwillingt und nur 14 nach dem Dauphinéer Gesetz. An acht der 30 Kristalle konnte keine Verzwillingung nachgewiesen werden.

Die Kristalle sind häufig mit dem asbestähnlichen Turmalin verwachsen. Die c -Achse des Quarzes folgt dann streckenweise den leichten Krümmungen der Turmalinfasern. Zum Teil sind an den Quarzendenflächen deutliche Wachstums-hinderungen durch den Turmalin, weniger oft durch den (wieder weggelösten) Calcit, zu beobachten.

Schon von blossen Auge kann festgestellt werden, dass der Blauquarz feste Einschlüsse des asbestartigen Turmalins besitzt. Unter dem Mikroskop stellt sich heraus, dass die Turmalinbündel mehrfach aufgefasert sind. Zum Teil sind sie gleichmässig gewellt, wobei die Amplitude der Wellung senkrecht zur Längs-erstreckung der Fasern stetig zu- oder abnehmen kann. Eine bevorzugte Richtung

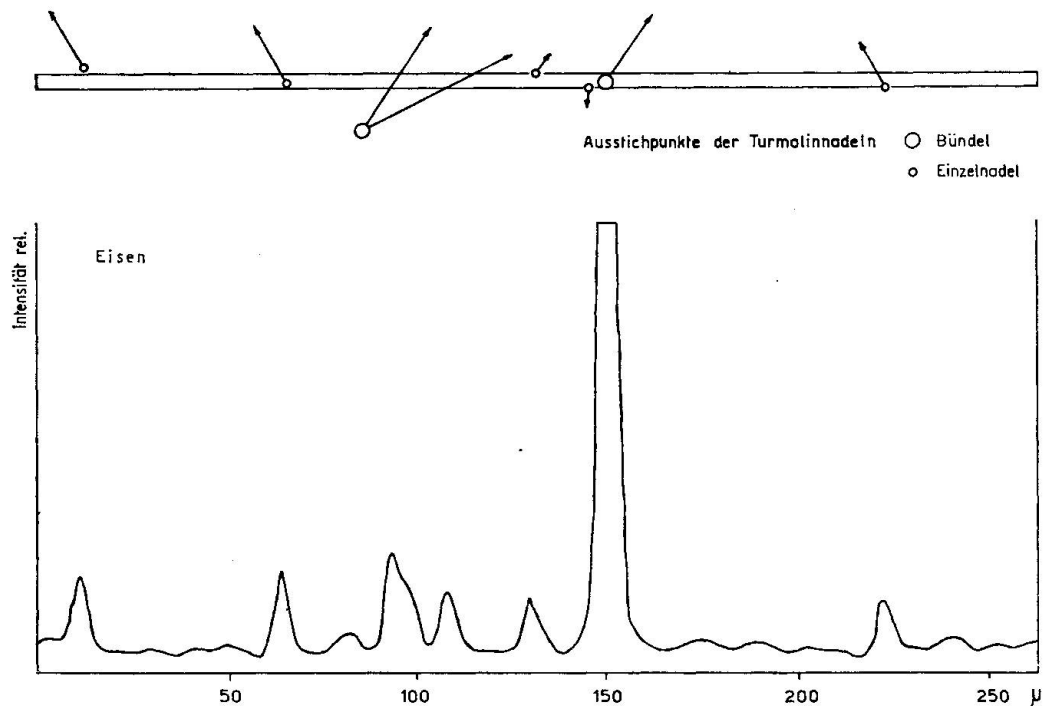


Fig. 1. Blauquarz vom Calanda. Elektronen-Mikrosonde — Eisen-Profil: $\text{Fe K}\alpha_1$, 25 kV, I max. Oben: Weg des Elektronenstrahls entlang des Profils mit den Ausstichpunkten der Turmalinnadeln. Die Länge der Pfeile gibt ein Mass für die Steilheit des Einfallens (kurz = steil, lang = flach) im Präparat.

der Turmalinfasern im Quarz kann nicht festgestellt werden, doch verlaufen sie immer wieder scharenweise parallel.

Die Quarzpartien um diese Einschlüsse herum sind in der Regel mehr oder weniger blau, aber auch andere Quarzpartien können blau sein. Alle diese blauen Stellen sind gespickt voll von winzig kleinen Fasern. Der Hauptanteil der feinen Nadeleinschlüsse liegt bereits unterhalb des Auflösungsvermögens eines Mikroskops, also unterhalb einer halben Lichtwellenlänge. Dies betrifft jedoch nur deren Querschnitt. Ihre Längsausdehnung kann bis einige Millimeter betragen. Im Ultramikroskop können die Spuren dieser Einschlüsse gut verfolgt werden. Auszählungen von photographischen Aufnahmen ergaben eine Dichte von ca. 200 bis 2000 Einschlüssen pro mm^3 . Die ultramikroskopische Dimension der Nadeln lässt sich mit Hilfe eines Aufsteckanalysators nachweisen. Fällt ein Lichtstrahl auf ultramikroskopisch kleine Teilchen, so werden diese angeregt, sie emittieren linear polarisiertes Licht, das orthogonal zum einfallenden schwingt. Dreht man den Analysator (= Aufsteckanalysator), so löschen sämtliche Nadeln gleichzeitig aus, vollkommen unabhängig von ihrer kristallographischen Orientierung, auch dann, wenn ihre eigene Auslöschungsrichtung nicht mit der des Analysators übereinstimmt. Der Kristallverband stört die zum einfallenden Licht senkrecht erregte Schwingung in diesen kleinen Dimensionen nicht. — Diese Untersuchungsergebnisse gestatten, das Blau der Quarze als „Blau eines optisch trüben Mediums“ zu erkennen. Damit stimmt auch überein, dass weisse Lichtquellen durch einen genügend dichten Blauquarz betrachtet, rötlich bis rot erscheinen.

Die Vermutung lag nahe, dass es sich bei den nadelförmigen Einschlüssen ebenfalls um Turmalinnadeln handelt. Da aber bis heute in der Literatur nur Rutil als Einschluss in Blauquarz angegeben wird, durften nicht voreilige Schlüsse gezogen werden. Das Absuchen einer Blauquarzprobe auf Titan in der Elektronen-Mikrosonde von Castaing (= EMS) verlief vollständig negativ. Dagegen gelang es, mehrere Fe-Profile aufzunehmen und sie mit der mikroskopischen Beobachtung in Verbindung zu setzen (Fig. 1). Zum Teil sind mit der EMS nicht einzelne Nadeln, sondern ganze Faserbündel angezeigt worden. Bei diesen gelang auch der Nachweis des Ca, was bei einzelnen Nadeln infolge der relativen Unempfindlichkeit des Ca-Nachweises nicht gelingt.

Um die genauen Dimensionen der Turmalinfasern zu messen, wurden weitere Untersuchungen mit dem Elektronen-Mikroskop (= EM) gemacht. Die Turmalinfasern wurden durch eine Flussäure-Ätzung aus dem Quarz herauspräpariert.

hkl	ASTM	H 2414/66
	11—592*	Turm. aus Blauquarz
101	6,41	6,37
021	5,00	4,96
300	4,61	4,59
012	3,50	3,50
051	2,58	2,57
003	2,42	2,39
502	2,20	2,21
303	2,13	2,11
024	1,75	1,73
603	1,67	1,65
900	1,54	1,53
054	1,52	1,50

$a_0 = 15,95$
 $c_0 = 7,24$
 $C = 0,454$
 Dravit

Darauf wurden von der Quarzoberfläche, die senkrecht c lag, Bioten-Abdrücke hergestellt. Leider konnte keine genau senkrecht ausstechende Nadel aufgenommen werden; trotzdem wurde eindeutig festgestellt, dass die Nadeln sechseckig sein müssen. Verschiedene ausstechende Nadeln bestehen aber nicht aus einer, sondern aus zwei oder mehr Fasern. Die meisten Nadeln brachen bei der Präparation ab und blieben auf dem Bioten-Abdruck haften. Von diesen konnten 30 photographisch sichtbar gemacht und ausgemessen werden. Die Durchmesser (nur die in der Präparatenebene gelegenen sind messbar) streuen von $0,1$ bis $0,45 \mu$. Die entsprechenden Werte, die von 8 Ausstichpunkten erhalten worden sind, betragen $0,3$ bis $0,4 \mu$ und einer beträgt $0,5 \mu$. Schliesslich gelang es, von einzelnen Turmalinfasern Beugungsbilder herzustellen, die zum Teil indiziert werden konnten. Die herausgemessenen d -Werte ergaben eine sehr gute Übereinstimmung mit einem Turmalin der ASTM-Kartei (Nr. 11—592), wie die vorstehende Tabelle zeigt.

Das Auftreten weiterer Reflexe, die nicht auf der ASTM-Karte angegeben sind, stimmen gut mit berechneten überein.

Zusammenfassung und Diskussion. Die Blauquarze weisen eine zarte, leicht milchige Blaufärbung auf. Diese ist weitgehend beschränkt auf die weitere Umgebung der von blossen Auge sichtbaren Turmalineinschlüsse. Das Blau kann als Blau eines optisch trüben Mediums verstanden werden. Die Dispersion des Lichts wird durch feste, faserige Einschlüsse von Turmalin mit Durchmessern in der Grössenordnung einer halben Wellenlänge des sichtbaren Lichts verursacht ($0,1$ bis $0,45 \mu$). Die Vorkommensdichte kann auf 200 bis 2000 Einschlüsse pro mm^3 Quarz geschätzt werden. Sicher ist, dass die Dichte ziemlich stark streut. Die Blaufärbung ist für einen Einzelkristall nie einheitlich; schwach milchig-blaue Partien wechseln ab mit farblos-durchsichtigen.

Ein Vergleich mit den in der Literatur beschriebenen Blauquarzen drängt sich auf. Weitaus die meisten dieser Quarze verdanken ihre Farbe fein verteilten Rutilnadeln, die orientiert eingewachsen sind (VON VULTÉE, 1955 und 1956; FRONDEL, 1962). Die Blauquarze vom Calanda enthalten aber keine Rutilnadeln; an ihrer Stelle treten Turmalinnadeln auf, die aber nicht orientiert eingewachsen sind. (Allerdings sind keine statistischen Methoden angewendet worden, um eine allfällige teilweise Orientierung doch nachzuweisen.) Es scheint ein genetischer Zusammenhang zwischen den dickstrangigen Turmalinfasern und den dispers verteilten zu bestehen. Die dickstrangigen Fasern sind grösstenteils sicher älter als der Quarz. Diese Fasern sind beim Einschliessungsprozess weitgehend gewellt worden. Es wäre möglich, dass dabei eine Menge kleiner Fäserchen abgesplittert und vom wachsenden Quarz später eingeschlossen worden sind. Dies sei ein erster Versuch, die Genese der Blauquarze zu interpretieren.

Eisenkiesel vom Kapf und der Birchlauh

Die beiden Vorkommen von Eisenkiesel wurden 1942 und 1959 durch Bauarbeiten der Kraftwerke Oberhasli AG aufgeschlossen. Beide Fundstellen liegen im Innertkirchner Granit unweit des Granit/Sedimentkontaktes. Die erste Fundstelle befindet sich irgendwo im Stollensystem des Wasserschlosses vom Kraftwerk Innertkirchen I am Kapf. Leider standen uns nur Funde aus dem Aushubmaterial zur Verfügung, die auf der Deponie in der Äusseren Urweid gesammelt worden sind. Die zweite Fundstelle liegt im Zulaufstollen Tiefaluh-Birchlauh, 6 Meter vor dem tektonischen Granit/Sedimentkontakt (bei Meter 618 ab Süd-Portal). Die Mineralien sitzen hier einer tektonischen Kluftfläche auf.

Die Eisenkiesel sind im Auflicht dunkelrot (hellrot, von der Fundstelle Birchlauh), im durchscheinenden Licht aber milchig-hellrot mit dunkelroten Adern. Die

Tracht der Quarzkristalle ist sehr einfach: nur das hexagonale Prisma und die Normalrhomboederflächen kommen vor. Die Kristalle sind höchstens 1 cm lang. Der Habitus ist eher kurzsäulig; Doppelender sind nicht selten. Auffallend sind die rauhen, mehr oder weniger stark korrodierten Oberflächen.

Als Begleitminerale müssen Hämatit, Pyrit und Calcit erwähnt werden. Der Hämatit liegt vor als Eisenglimmer, er ist mit dem Quarz innig verwachsen und hängt häufig direkt mit den roten Adern im Quarz zusammen. Vielfach überstäuben die Hämatitschüppchen die Eisenkiesel, vor allem an der Fundstelle Birchlaui. Die Pyrite, die immer nur recht kleinstaltig vorkommen (mm-Größen), sind jünger als der Quarz und die Eisenglimmer. Calcit, als jüngste Mineralart, ist nur am Kapf gefunden worden. Die ausschliessliche Kristallform ist das Skalenoeeder (2131), das oft basisverzwillingt vorkommt (bis 1 cm lang).

Beim Betrachten eines Dünnschliffes fällt auf, dass der ganze Quarz gespickt voll von kleinen Einschlüssen ist. Vorherrschend sind orthogonal begrenzte Kriställchen von 2 bis 70 μ Länge. Maximal dürften bis 200 solcher Einschlüsse pro mm³ vorhanden sein. Sie sind orthorhombisch, in drei aufeinanderstehenden Richtungen spaltbar und stets recht gut idiomorph. Die Lichtbrechung ist nicht sehr hoch (etwas grösser als beim Quarz), dagegen ist die Doppelbrechung recht gross und n_y liegt in der Längserstreckung. Alle diese Feststellungen lassen es beinahe zur Gewissheit werden, dass die Einschlüsse aus Anhydrit bestehen. Die Einschlüsse sind weitgehend eingeregelt, doch sind die Einregelungsgesetze nicht weiter untersucht worden. Neben den Anhydriten enthalten die Quarze (vom Kapf) auch Calcit-Einschlüsse, die im allgemeinen aber grösser und viel seltener sind als die beschriebenen und die leicht an ihrer rhombischen Form erkannt werden können.

Da es nicht möglich war, von den Einschlüssen Debye-Scherrer-Diagramme herzustellen, wurden die Eisenkiesel noch in der EMS untersucht. Das Eisen auf den roten Adern liess sich leicht nachweisen. Es ist damit als sicher anzunehmen, dass die färbende Substanz Hämatit ist. (Goethit ist nach der Farbe ausgeschlossen und Lepidokrokit sehr unwahrscheinlich.) In der EMS konnte weiter gezeigt werden, dass die Einschlüsse aus Ca-S-Verbindungen bestehen. Silicium ist darin nicht vorhanden. Nach den vorhergehenden Untersuchungen kann es sich also nur um Anhydrit handeln. Ein grosser Einschluss erwies sich als eine Anhydrit-Calcit-Verwachsung.

Zusammenfassung und Diskussion. Beide Eisenkiesel-Fundstellen liegen unweit des Granit/Sedimentkontaktes und damit unweit der permo-triadischen Verwitterungsoberfläche, wie sie aus geologischen Befunden angenommen werden muss. Die beschriebenen Mineralbildungen sind sicher alpidisch (Absatz auf alpidischen tektonischen Klüften). Trotzdem besteht wahrscheinlich ein genetischer Zusammenhang zwischen der alten Verwitterungsoberfläche und den Eisenkiesel-Vorkommen. Vermutlich sind während der Verwitterung durch deszendierende Wässer Eisen-, Calcium- und Sulfat-Ionen in den darunterliegenden Gesteinskörper gelangt und hier als Eisenhydroxyd und Gips abgelagert worden. Zur Zeit der alpidischen Orogenese kam es dann zur Umkristallisation. Das Eisen gelangte als Hämatit und das Calcium-Sulfat als Anhydrit in Quarzkristalle, die sich auf Klüften und in Drusen langsam bildeten. Bei Dünnschliffbeobachtungen fällt auf, dass rekristallisierter Quarz des Nebengesteins nie anhydrithaltig ist. Es ist deshalb anzunehmen, dass die Bildung der anhydrithaltigen Eisenkiesel ziemlich spät und bei verhältnismässig tiefen Temperaturen erfolgt ist.

Auf ein analoges Anhydrit-Quarz-Vorkommen soll noch aufmerksam gemacht werden. Wie KORITNIG (1961a, b) gezeigt hat, enthalten die bekannten Suttroper Milchquarze (von Dietlingen-Pforzheim, Westfalen) ganz ähnliche Anhydrit-Einschlüsse, wie sie hier aus den Eisenkieseln beschrieben worden sind. Auch

KORITNIG sieht einen Zusammenhang dieser Bildungen mit Verwitterungsvorgängen in darüberliegenden Gesteinsschichten (Kreidesandsteine), wobei er aber auch noch andere Entstehungsmöglichkeiten diskutiert.

Herr Rud. Wyss, Physiker, Liebefeld, stellte für die ultramikroskopischen Beobachtungen sein Mikroskop und seine optische Bank zur Verfügung. Herr G. Burri vom Mineralogisch-petrographischen Institut der Universität Bern hat alle Untersuchungen auf der Elektronen-Mikrosonde durchgeführt. Herr E. Stähli vom Laboratorium für Elektronen-Mikroskopie der Universität Bern (Leitung Dr. H. Giovanoli) hat alle elektronenoptischen Aufnahmen gemacht und zum Teil auch ausgewertet. Allen diesen Helfern soll auch an dieser Stelle der beste Dank ausgesprochen werden.

Literatur

- FRONDEL, C. (1962): Dana's — The System of Mineralogy. Vol. III Silica Minerals.
 KORITNIG, S. (1961a): Einschlüsse in Suttroper Quarzen. Beitr. Mineral. Petr., 8.
 KORITNIG, S. (1961b): Einschlüsse in schwebend gebildeten Quarzen. Der Aufschluss, 12.
 VON VULTÉE, J. (1955): Über die orientierten Verwachsungen von Rutil in Quarz. N. Jb. Mineral. Abh., 87.
 VON VULTÉE, J. und LIETZ, J. (1956): Über die Rolle des Titans als Färbungsursache von Blau- und Rosenquarzen. N. Jb. Mineral. Monatsh.

6. G. Frenzel (Heidelberg) und F. D. Bloss (Illinois, USA): *Eine Untersuchung der Pyrit-Spaltbarkeit.*

Die Spaltbarkeit von Pyrit wird experimentell mit der Apparatur nach TERTSCH (1930) sowie röntgenographisch mit dem Zählrohrgoniometer untersucht. Letzteres Verfahren hat gegenüber den bisher praktizierten optischen Untersuchungsmethoden, wie sie z. B. bei der Spaltbarkeit von Quarz (ENGELHARDT 1944, BLOSS 1955 und BLOSS und GIBBS 1963) angewendet wurden, den Vorteil, unter geringem zeitlichen Aufwand auch bei optisch-isotropen oder opaken Mineralien anwendbar zu sein.

Beim Steinsalz betragen die zwischen benachbarten Netzebenen wirksamen Na-Cl-Bindungen je Fläche a_0^2 : 4 für (100), 5.37 für (210), 5.66 für (110), 6.03 für (311), 6.53 für (211) und 6.93 für (111). Aus ihnen sind gewisse Rückschlüsse auf den in geometrischer Hinsicht strukturähnlichen, wenn auch bezüglich seines Bindungscharakters vorwiegend kovalenten bis metallischen Pyrit möglich.

Zur qualitativen Überprüfung der Würfelspaltbarkeit von Pyrit wurden Druckspaltungversuche nach TERTSCH (1931) angestellt. Bei ausgesuchten Pyritkuben (1—4 mm Kantenlänge, von Leadville, Colo.) wurden parallel (100) Spaltflächen mit z. T. treppenförmigen Ansätzen erzielt. Hingegen führten Versuche unter gleichen Bedingungen nach (110) und (210) nur zu unregelmässigem Bruch unter gelegentlicher Herausbildung von Spalttreppen nach dem Würfel.

Für die röntgenographische Untersuchung der Pyrit-Spaltbarkeit wurde Schwefelkies in einem stählernen Plattner-Mörser zerstoßen und direkt auf einen gläsernen Objektträger gesiebt. Bei gleichmässiger Verteilung wurde die Verteilungsdichte so niedrig gehalten, dass ein Aufeinanderliegen der Partikelchen vermieden wurde. Korngrösse < 44 Mikron. Unter der Voraussetzung, dass Pyrit Spaltflächen besitzt, müssten die Körner vorzugsweise mit solchen Ebenen dem Objektträger aufliegen. Die parallel der Objektträgerfläche liegenden Netzebenen werden von einem normalen Zählrohrgoniometer erfasst und liefern für die gefragten Spaltflächen erhöhte Intensitäten. Bei der verwendeten Korngrösse und Verteilungsdichte ist — ohne Zuhilfenahme eines Fixativs — die Adhäsion so gross, dass der Objektträger mit dem darauf haftenden Kristallstaub langsam in einem Zählrohrgoniometer mit horizontaler Achse gedreht werden kann, ohne dass die Teilchen herunterfallen oder ihre Reflexionslage wesentlich ändern.

So hergestellte Präparate besitzen ein Maximum an Textur und müssen mit entsprechenden texturfreien verglichen werden, um das Ausmass der Orientierung zu übersehen. Zu diesem Zweck wurden durch Zersprühen des in einer Kunststofflösung suspendierten Pyritpulvers mittels Zerstäuber (FLÖRKE und SAALFELD, 1955) die Teilchen kugelig mit Kunststoff umhüllt¹⁾. Diese Kugeln wurden in einem Bindemittel von weisser Vaseline und Benzol in ein übliches Al-Fenster eingebracht und liefern nahezu texturfreie Röntgenaufnahmen. Für den Vergleich wurden von jedem der beiden Probentypen vier Präparate hergestellt. Mit dem Zählrohr wurden die Impulse pro Zeiteinheit gemessen und diese durch das arithmetische Mittel der Intensitäten aller sechs Interferenzen dividiert: I_{hkl}/I_A .

Tabelle. Vergleich der durchschnittlichen Intensitäten mit ihren mittleren Fehlern bei Zählrohraufnahmen von Pyrit-Präparaten ohne und mit Textur. Fe-Strahlung.
Lokalität: Rio Marina, Elba.

I_{111}/I_A	I_{200}/I_A	I_{210}/I_A	I_{211}/I_A	I_{220}/I_A	I_{311}/I_A
---------------	---------------	---------------	---------------	---------------	---------------

Minimale Orientierung: FLÖRKE-SAALFELD-Präparation. Korngrösse
 $\lesssim 5$ Mikron

Arithmet. Mittel	0,49	1,51	1,13	0,93	0,65	1,29
Mittlerer Fehler (%)	2,2	1,9	1,6	1,3	2,3	1,4

Maximale Orientierung: Streupräparat auf Glas-Objektträger. Korngrösse
 < 44 Mikron

Arithmet. Mittel	0,57	2,68	0,64	0,49	0,05	1,56
Mittlerer Fehler (%)	22,7	8,5	18,3	20,2	44,8	15,7

Der Vergleich der Intensitäten belegt deutlich die (100)-Spaltbarkeit von Pyrit. Der schwache Anstieg von I_{311}/I_A von 1.29 auf 1.56 deutet eine untergeordnete Spaltbarkeit nach (311) an. Die (111)-Spaltbarkeit bleibt fraglich, da der Wert I_{111}/I_A nur einen ganz schwachen Anstieg erkennen lässt. Andererseits zeigen I_{210}/I_A , I_{211}/I_A und I_{220}/I_A bei den Streupräparaten mit maximaler Orientierung ein deutliches Absinken. Bezeichnenderweise fällt I_{220}/I_A auf den sehr kleinen Wert 0.05. Dieses bestätigt die Resultate der TERTSCH-Methode, dass (110) keine Spaltrichtung ist.

Literatur

- BLOSS, F. D. (1955): Anisotropy of fracture in quartz. Amer. J. Sci. 255, 214—225.
 BLOSS, F. D. und GIBBS, G. V. (1963): Cleavage in quartz. Amer. Mineral. 48, 821—838.
 ENGELHARDT, W. v. (1944): Die Anisotropie der Teilbarkeit des Quarzes. Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, Math.-Physikal. Kl., 43—56.
 FLÖRKE, O. W. und SAALFELD, H. (1955): Ein Verfahren zur Herstellung texturfreier Röntgen-Pulverpräparate. Z. Krist. 106, 460—466.
 TERTSCH, H. (1930): Einfache Kohäsionsversuche I. Arbeitsmethode und Zugspaltungsversuche am Steinsalz. Z. Krist. 74, 476—500.
 — (1931): Einfache Kohäsionsversuche II. Druck- und Schlagspaltungsversuche am Steinsalz. Z. Krist. 78, 53—75.

¹⁾ Wir danken Prof. FLÖRKE (Bochum) für die Präparation.

C. Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin

vom 26.—29. September 1966

Von *A. Streckeisen*, *B. Grauert* und *Tj. Peters* (Bern)

Teilnehmer:

<i>E. Aubert de la Rüe</i> , Pully (VD) (1, 2, 3, 4)	<i>D. Miller</i> , Bern und Troy (USA) (2, 3, 4)
<i>P. Bearth</i> , Basel (2, 3, 4)	<i>P. Müller</i> , Hannover (2, 3, 4)
<i>M. Burri</i> , Lausanne (1, 2)	Frau Dr. <i>Müller</i> , Hannover (2, 3, 4)
<i>D. Chessex</i> , Genève (1, 2, 3, 4)	<i>E. Niggli</i> , Bern (3, 4)
<i>G. V. Dal Piaz</i> , Torino (1, 2, 3, 4)	<i>Tj. Peters</i> , Bern (2, 3, 4)
<i>M. Delaloye</i> , Genève (1, 2, 3, 4)	Frau Dr. <i>Peters</i> , Bern (2, 3, 4)
<i>V. Dietrich</i> , Zürich (2, 3, 4)	<i>R. Pidgeon</i> , Zürich und Australien (2, 3, 4)
<i>V. Facon</i> , Gent (1, 2, 3, 4)	<i>M. Potenza Fiorentini</i> , Milano (1, 2, 3, 4)
<i>E. Felkel</i> , Innsbruck (1, 2, 3, 4)	<i>F. Purtscheller</i> , Innsbruck (1, 2, 3, 4)
<i>B. Grauert</i> , Bern (1, 2, 3, 4)	<i>J. von Raumer</i> , Fribourg (1, 2, 3, 4)
<i>St. Hoernes</i> , Innsbruck (1, 2, 3, 4)	<i>R. Sacchi</i> , Torino (1, 2, 3, 4)
<i>E. Hoffer</i> , Innsbruck (1, 2, 3, 4)	<i>A. Spicher</i> , Basel (2, 3, 4)
<i>J. Hunziker</i> , Bern (1, 2, 3, 4)	<i>A. Steck</i> , Basel (2, 3, 4)
<i>E. Jäger</i> , Bern (3)	<i>A. Streckeisen</i> , Bern (1, 2, 3, 4)
<i>H. E. Kapp</i> , Speicher (AR) (1, 2, 3, 4)	<i>V. Trommsdorff</i> , Basel (1, 2, 3, 4)
<i>R. Laurent</i> , Genève (1, 2, 3, 4)	<i>M. Weibel</i> , Zürich (2, 3, 4)
<i>M. Maggetti</i> , Fribourg (1, 2, 3, 4)	<i>R. Woodtli</i> , Lausanne (2, 3, 4)
<i>H. Masson</i> , Lausanne (1, 2, 3, 4)	
<i>Chr. Miller</i> , Innsbruck (1, 2, 3, 4)	

(Die den Namen beigefügten Zahlen geben an, an welchen Exkursionstagen die Genannten anwesend waren.)

Übersicht über das schweizerische Silvretta-Kristallin¹⁾

von *A. Streckeisen*

Tektonik

Das *Silvretta-Kristallin* stellt einen *alten, herzynisch gefalteten Grundgebirgsblock* dar, der bei der Alpenfaltung von seiner Unterlage abgeschert, nach N verfrachtet und in das alpine Deckengebäude einbezogen worden ist. Es bildet den kristallinen Kern der oberostalpinen²⁾ *Silvretta-Decke*, die als gewaltige Schubmasse (*traîneau écraseur*) die tieferen tektonischen Einheiten überlagert.

¹⁾ Unter Benutzung der zitierten Arbeit WENK und STRECKEISEN (1951).

²⁾ Wir verwenden die Bezeichnung „oberostalpin“ in dem in der Schweizer Geologie üblichen Sinne, der auch der historischen Tradition entspricht. Von TOLLMANN werden diese tektonischen Einheiten als „mittelostalpin“ bezeichnet.

Der *Deckencharakter* dieser Schubmasse ist im Prättigau, in der Landschaft Davos und im Unterengadin klar ersichtlich. Überall, wo die Deckenbasis aufgeschlossen ist, ruhen die hochmetamorphen altkristallinen Schiefer der Silvretta auf schwach metamorphen bis unmetamorphen mesozoischen bis tertiären Gesteinen tieferer tektonischer Einheiten.

Das obere Prättigau und die Landschaft Davos gewähren einen besonders guten Einblick in den Deckenbau dieser Region: Die bewaldeten Hänge und die Alpweiden des unteren und mittleren Prättigau werden von den kretazischen bis alttertiären Sandsteinen und Tonschiefern des penninischen Prättigau-Flyschs eingenommen. Darüber lagern die mesozoischen Schichten der Falknis- und der Sulzfluh-Decke, die die imposanten Zinnen des Rhätikon (Drusenfluh, Sulzfluh, Scheienfluh, Rätschenfluh) aufbaut; sie senken sich gegen E und verschwinden bei Klosters unter höheren tektonischen Einheiten. Es folgen die mannigfaltigen Gesteine der Aroser Schuppenzone, zu denen auch die Masse des Totalp-Serpentins gehört; sie sind in der Weissfluh-Gruppe und im Gebiet von Arosa am besten entwickelt. Darüber folgt das Kristallin der Davoser Dorfberg-Decke: ein Komplex feinkörniger Gneise und Glimmerschiefer, die im tieferen Teil von Turmalinpegmatiten durchschwärmt sind und höher oben Einlagerungen von Gabbro-Gesteinen enthalten. Bei Klosters wird das Dorfberg-Kristallin vom schmalen Sedimentband des Schaflägerzugs überlagert, über dem die Basalmylonite des Silvretta-Kristallins folgen. Von Davos bis Arosa schaltet sich über dem Schaflägerzug noch ein Band von verschupptem Silvretta-Kristallin ein (Grünturm-Serie, Kristallin des Aroser und des Parpaner Rothorns); darüber folgt die Decke der Aroser Dolomiten, deren Triasdolomit (Schiahorn) bei Davos steil gegen SE unter das Silvretta-Kristallin einsteicht, aber gegen NE bald tektonisch auskeilt.

Einen guten Einblick in die Folge der tektonischen Einheiten vermittelt ein Gang von Klosters nach dem Mönchalptal (Schluchtweg, Mönchalpweg).

Der *Baustil* des Silvretta-Kristallins und der übrigen oberostalpinen Kristallin-Komplexe (Scarl, Ötztal) weicht vom Stil der penninischen Deckfalten stark ab. Beim oberostalpinen Kristallin sind weder Stirnfalten noch Mittelschenkel noch Wurzelstiele ausgebildet. In den plastischen alpinen Deckfalten des Penninikums und Lepontins (Simplon, Tessin, Adula) sind die alten Gneiskerne mit den hochmetamorphen mesozoischen Sedimenten und Ophiolithen konform gefaltet. Im Gegensatz dazu bestehen die oberostalpinen Decken aus starren Kristallin-Schollen von Grundgebirgscharakter, denen fast unmetamorphe permische und mesozoische Sedimente teils normal stratigraphisch aufrufen (Südseite der Ducan-Kette), teils abgeschert und in sich verfaltet auflagern (Nordflanke der Ducan-Mulde, Landwasser-Mulde). Das Kristallin der Silvretta wurde vom alpinen Deckenschub als Ganzes, als starre Grundgebirgsplatte erfasst. Nur an der Basis, in den Stirn- und Rückenteilen und längs einigen internen Scherflächen wurde es in sich verschuppt und durch die alpinen Deformationsvorgänge überprägt.

Die kristallinen Schiefer der Silvretta ordnen sich zu langen Zügen, die meist steil stehen. Häufig treten im Kartenbild U-förmige Strukturen auf, so z. B. S Sertig, W Zernez und N Lavin, aber auch im Gebiet von Klosters und Davos. Es handelt sich um Falten mit steil stehender Faltenachse, sog. Schlin-

gen. Solche Schlingenbildungen sind in den oberostalpinen Kristallingebieten von Silvretta und Ötztal wie auch im verwandten Seengebirge (Sottoceneri) südlich der insubrischen Linie recht verbreitet. Der Grund für den Schlingenbau dürfte wohl in der Verformung bereits steil gestellter Gesteinszüge durch tangentielle Bewegungen im tieferen Grundgebirge, wahrscheinlich verknüpft mit Intrusionsvorgängen, zu suchen sein. Da das Silvretta-Kristallin lediglich einen Ausschnitt aus einem grösseren Grundgebirgskomplex darstellt, von dem nur mehr einzelne getrennte Stücke vorliegen, dürfte ein Rückschluss auf die regionaltektonischen Bewegungen, welche die Verformung verursachten, kaum mehr möglich sein.

Das *Hinterland* des Silvretta-Kristallins — von einer eigentlichen Wurzel kann nach obigem keine Rede sein! — ist wohl südlich der Iorio-Tonale-Linie zu suchen, wo nicht nur ähnlicher Baustil herrscht, sondern auch ähnliche Gesteinsassoziationen auftreten (CORNELIUS 1930, DOZY 1935, BÄCHLIN 1937, SPICHER 1940, REINHARD 1954).

Die hochmetamorphen kristallinen Schiefer der Silvretta und ihr charakteristischer Innenbau müssen in *permischer Zeit bereits fertig vorgelegen* haben. Das wird durch die Tatsache belegt, dass auf der Südflanke der Ducan-Mulde (Bergüner Furka) die unmetamorphen Sedimente des Permo-Werfénien und der Trias über einer permischen Verwitterungsoberfläche dem hochmetamorphen Altkristallin in normal stratigraphisch diskordantem Kontakt auflagern. Und dies unmittelbar über der Umbiegung der Amphibolite in der Schlinge S Sertig! Die Annahme, dass die alpine Faltung am Schlingenbau des Silvretta-Kristallins mitgewirkt hätte, lässt sich in keiner Weise belegen, sondern wird durch den geologischen Befund direkt widerlegt.

Die *Auswirkung der alpinen Faltung* auf die Gesteine des Silvretta-Kristallins besteht vor allem in einer *Mylonitisierung* der Gesteine längs alpinen Bewegungshorizonten. Die bedeutendste Mylonitzone liegt an der Basis des Silvretta-Kristallins und kennzeichnet die Überschiebungsfläche der Silvretta-Decke. Sie ist zwischen Klosters und Davos gut aufgeschlossen (Ausgang des Mönchalptals, Eingang des Flüelaltals), ebenso im Unterengadin (P. Cotschen, P. da las Clavigliadas). Intensive Mylonitisierung beobachtet man ferner an innerkristallinen alpinen Scherflächen, auch wenn der Verschiebungsbetrag nicht sehr bedeutend war; so z. B. an der Ducan-Scherfläche, die aus dem Sertig-Tal durch das Dischmà-Tal nach dem Flüelapass zieht.

Andersartige Gesteine sind die sog. *Gangmylonite*, die am nördlichen Erosionsrand des Unterengadiner Fensters auftreten und an dessen axiale Kulminationszone gebunden sind. Es sind dichte Gesteine, die aus Gesteinsmehl des mechanisch zertrümmerten Nebengesteins bestehen. Sie durchbrechen gang- und aderartig die Gneise und Amphibolite des Nebengesteins, von denen sie Bruchstücke breccienartig einschliessen. Die Bildung der Gangmylonite steht wohl im Zusammenhang mit der Aufwölbung des Unterengadiner Fensters und ist durch Spannungen ausgelöst worden, die bei diesem Vorgang auftraten (BEARTH 1933).

Petrographie

Das Silvretta-Kristallin besteht zu ungefähr gleichen Teilen aus Paragneisen und Amphiboliten einerseits, aus Orthogneisen von granitischer, seltener granodioritischer oder trondhjemitischer Zusammensetzung andererseits. Mischgneise (Migmatite, Anatexite, Injektions- und Imbitionsogneise usw.) — mit oder ohne Stoffzufuhr — treten häufig auf, bilden aber nur selten grössere Komplexe (z. B. im Gebiet von Radönt).

Unter den *Paragneisen* herrschen die gewöhnlichen Biotit-Plagioklas-Gneise vor. Oft sind ihnen quarzreichere Lagen eingeschaltet. Durch porphyroblastische Ausbildung von Plagioklas bzw. Biotit entstehen ~~Feldspatknotengneise~~ bzw. Biotitfleckengneise. Die verbreitete Sprossung von Plagioklas erfolgte in der Regel nach der Durchbewegung, gelegentlich auch gleichzeitig mit ihr. Ob sie auf magmatische Beeinflussung zurückzuführen ist, wie früher angenommen wurde, wird noch nachzuprüfen sein.

Zuweilen treten in den Paragneisen Züge von Tonerdesilikatgneisen und -glimmerschiefern (mit Granat, Staurolith, Disthen, Andalusit, Sillimanit) auf. Der stets porphyroblastisch ausgebildete Andalusit scheint etwas jünger zu sein als die übrigen Tonerdesilikate.

Häufig finden sich in den Paragneisen Linsen von Quarz und blauvioletter Andalusit, welcher oft von groben Muskowitschuppen bedeckt ist. Besonders reichlich treten solche z. B. am Pischahorn und in der Mulde Verborgenen Pische auf. Diese Linsen sind jünger als die Durchbewegung und dürften durch Ausschwitzung aus dem unmittelbaren Nebengestein entstanden sein.

Nur ganz selten treten in den Paragneisen schmale Linsen von Marmoren und Kalksilikatfelsen auf (z. B. auf Riedböden SW Vereina).

Die Paragneise repräsentieren eine eintönige Folge von ursprünglich tonigen und sandig-tonigen Sedimenten. Zusammen mit den Amphiboliten sind sie die ältesten Gesteine des Silvretta-Kristallins.

Die *Amphibolite* machen etwa 20% des anstehenden Gesteins aus und dürften in solcher Verbreitung in den Alpen anderswo kaum anzutreffen sein. Plagioklas-Amphibolite herrschen vor, doch sind auch Granat-, Epidot- und Biotit-Amphibolite recht verbreitet. Durch reichlicheres Auftreten von Quarz gehen sie in Hornblendegneise über. Es lassen sich zahlreiche Strukturvarietäten unterscheiden. Nicht allzu selten treten auch Eklogitamphibolite auf (Granat mit Kelyphitringen in diablastischem Grundgewebe); doch sind richtige Eklogite bisher aus der schweizerischen Silvretta nicht bekannt geworden. Auf Adern und Klüften findet sich oft Epidot, Titanit (gelbgrün), Rutil und Karbonat.

Die Amphibolite der Silvretta werden teils als Abkömmlinge gabbroider Tiefengesteine, teils als metamorphe Derivate mergeliger Sedimente gedeutet. Als sichere Ortho-Amphibolite werden solche Gesteine angesehen, die einwandfreie gabbroide Reliktstrukturen aufweisen (z. B. in Val Tuoi) oder die mit Gabbros und Noriten verknüpft sind (z. B. in Val Sarsura). Andere Amphibolite und Amphibolgneise zeigen Übergänge zu Paragneisen und sind mit solchen durch innige Wechsellagerung verbunden; für solche Vorkommen

wird sedimentogene Entstehung angenommen, wobei auch tuffogenes Material beteiligt sein kann. Bei vielen Amphiboliten liegen keine Anzeichen für ihren Ursprung vor.

Unter den *Orthogneisen* bildet der grobflaserige granitische Augengneis vom *Typus Flüela*, ein heller Zweiglimmer-Alkalifeldspat-Gneis, wohl die verbreitetste und charakteristischste Varietät; er enthält öfters aplitische Einlagerungen. In der Regel tritt er in breiten konkordanten Einschaltungen in Paragneisen und Amphiboliten auf. Im Gebiet südlich Davos bildet er eine ausgedehnte zusammenhängende Masse, die vom Sertig-Tal durch das Dischmà-Tal nach dem Flüela Weisshorn zieht. Am Flüela Schwarzhorn und Piz Radönt unterlagert er einen zusammenhängenden Komplex von Amphiboliten und Paragneisen, an dessen Kontakt durch Aufschmelzung mannigfache Mischgesteine entstanden sind. Der etwas unruhig schlierig ausgebildete glimmerreiche Augengneis des Piz Radönt (Radünerngneis) repräsentiert wohl eine durch Assimilation von Paramaterial entstandene Randfazies im Dach dieser Masse granitischer Gesteine.

Der mittelkörnige Muskowitgranitgneis vom *Typus Frauenkirch* bildet zwischen Davos, Frauenkirch und Clavadel und in den Westhängen des vorderen Dischmà-Tals einen zusammenhängenden Körper von begrenzter Ausdehnung. Der ganz helle, in der Regel biotitfreie Muskowit-Alkalifeldspat-Gneis, der breite Schuppen und lange Strähnen eines phengitischen hellen Glimmers führt, besitzt aplitischen bis pegmatitischen Charakter.

Stellenweise treten auch granodioritische und trondhjemitische Varietäten auf. Ihre Stellung zu den übrigen Orthogneisen ist noch nicht abgeklärt.

Abweichenden Charakter besitzt der eigenartige *Mönchalpgranit*, der — begleitet von Granitgneisen und stark laminierten Streifengneisen — einen langgestreckten Zug in den Nordhängen der Pischahorn-Gruppe bildet. Das mittel- bis grobkörnige Gestein enthält grosse, meist kristallographisch gut umgrenzte Kristalle von Kalifeldspat, bläulichen Quarz, rein weisse Massen von granuliertem Plagioklas, dicke Schuppen eines tiefschwarzen Biotits und graugrüne Häufchen von Pinit, die als Umwandlungsprodukte von Cordierit gedeutet werden. Es enthält zahlreiche Schollen von feinkörnigen hornfelsartigen Biotitgneisen wie auch von feinkörnigen Plagioklas- und Eklogit-amphiboliten. Die massigen Varietäten treten gegenüber den gneisartig ausgebildeten Gesteinen zurück. Charakteristisch ist der Kornzerfall des Plagioklases (ohne dass damit eine Verschieferung verbunden wäre) und die Verdrängung von Kalifeldspat durch Plagioklas. Es ist möglich, dass es sich um anatektisch entstandene Granite handelt, die in grösserer Tiefe unter höherem Druck bruchlos deformiert wurden (Mönchalpgranit) bzw. in den Randpartien unter ähnlichen Bedingungen, aber unter Mitwirkung von Differentialbewegungen verschiefert und laminiert wurden (Granitgneise und Streifengneise). Ob der Mönchalpgranit zeitlich und genetisch zu den Orthogneisen vom Flüela-Typus gehört oder eine ältere Bildung darstellt, bleibt noch abzuklären.

Die Orthogneise repräsentieren Produkte von granitischen Intrusionen, die durch hohen Kieselsäuregehalt und Kalivormacht gekennzeichnet sind. Die geologischen Verbandsverhältnisse wie auch besonders die verbreiteten Injektions- und Assimilationserscheinungen weisen darauf hin, dass diese sauren

Schmelzen im Zusammenhang mit und im Verlauf von orogenetischen Vorgängen in eine Hülle von Paragneisen und Amphiboliten eingedrungen sind und diese teilweise aufgeschmolzen und assimiliert haben.

Über das Alter dieser Vorgänge haben die neueren Untersuchungen von E. JÄGER (1961, 1962) und besonders von B. GRAUERT (1966) genauere Aufschlüsse gebracht: Danach ist die Bildung der sauren Schmelzen zu verschiedenen Zeiten erfolgt. Die granitischen Magmen, die heute in den grobflaserigen Augengneisen vom Flüela-Typus vorliegen, wurden — nach Bestimmungen an Gesamtgesteinen — vor 428 ± 17 Mill. Jahren gebildet. Für den Muskowitgranitgneis von Frauenkirch ergaben entsprechende Untersuchungen ein Alter von 351 ± 16 Mill. Jahren. Ob noch ältere Bildungsphasen von granitischen oder granodioritischen Schmelzen anzunehmen sind, ist z. Zt. noch unklar; gewisse Anzeichen scheinen dafür zu sprechen.

Das letzte Gepräge erhielten die Gesteine des Silvretta-Kristallins durch die *herzynische (variskische) Faltung* und die mit ihr verknüpfte Gesteinsmetamorphose. Die Umkristallisation war mit starker Durchbewegung verbunden und erfolgte unter mesozonalen Verhältnissen, d. h. unter den Bedingungen der Almandin-Amphibolit-Fazies; wobei das Auftreten von Staurolith, Disthen, Andalusit, Sillimanit — gelegentlich im gleichen Gestein — besonders interessante Probleme stellt. Auch die Plagioklas-Blastese ist wohl zum grössten Teil in die Zeiten der herzynischen Faltung und ihrer Metamorphose zu stellen. Nach neuen Altersbestimmungen an zahlreichen Orthogneisen und Paragneisen erfolgte die Bildung von Biotit und Muskowit (d. h. ihre nachfolgende Abkühlung unter die 300° -Isotherme) vor ca. 300 Mill. Jahren, was der herzynischen Faltung entspricht.

Die Bildung der granitischen Schmelzen vom Flüela-Typus ist demnach vor ca. 430 Mill. Jahren erfolgt, was auf die kaledonische Faltung hinweisen würde; während die Bildung der Schmelzen vom Typus Frauenkirch mit ca. 350 Mill. Jahren ein frühherzynisches Alter ergibt. Die Intrusion dieser Schmelzen dürfte wohl nicht lange nach ihrer Bildung erfolgt sein. Der Abschluss der Metamorphose der Silvretta-Gesteine (d. h. ihre endgültige Abkühlung unter 300°) ist mit ca. 300 Mill. Jahren recht genau festgelegt und entspricht etwa dem Ende der herzynischen Faltung.

Während nun die herzynische Faltung durch Abtragung, alte Oberflächenverwitterung und nachfolgende normal stratigraphisch diskordante Überlagerung mit Sedimenten in den Schweizer Alpen — und gerade auch in der Silvretta — feldgeologisch gut nachgewiesen ist, fehlen unseres Wissens bisher entsprechende Anhaltspunkte für das Vorhandensein einer kaledonischen Faltung in den Schweizer Alpen. Auch in der Silvretta sind keine Gesteinskomplexe bekannt, die als detritische Sedimente über einer kaledonischen Winkeldiskordanz gedeutet werden könnten.

Wir dürfen wohl annehmen, dass Magmenintrusionen mit ihren Begleiterscheinungen, orogenetische Bewegungen und Vorgänge der Gesteinsmetamorphose — wechselseitig miteinander verknüpft — sich während längeren Zeiträumen im tieferen Grundgebirge abgespielt haben. So wird es verständlich, dass zu diesen komplexen Vorgängen, die von der kaledonischen in die herzynische Zeit hineinreichen mögen, an der damaligen Oberfläche kein Korrelat

gefunden werden kann. Erst der Abschluss der herzynischen Faltung, mit der nachfolgenden Abtragung und der damit verknüpften Abkühlung der Gesteinskörper, ist an der damaligen Oberfläche feldgeologisch fassbar geworden.

Zu den jüngsten Gesteinen der Silvretta gehören die schwarmweise auftretenden *Diabasgänge*, die das Nebengestein meist diskordant durchsetzen. Sie sind jünger als der Innenbau des Silvretta-Kristallins und sind auch von der herzynischen Metamorphose nicht erfasst worden. Da sie nirgends in die auflagernden triadischen Sedimente eintreten, wird angenommen, dass es sich um eine spätherzynische Intrusion handelt (BEARTH 1932). In ihrem Chemismus unterscheiden sie sich wesentlich von den fennoskandischen Diabasen und den Karroo-Doleriten; durch ihren relativ hohen Alkaligehalt besitzen sie trachyandesitischen bis trachydoleritischen Charakter.

Zu den jüngsten Bildungen gehören ferner *eisenschüssige Karbonatgänge*, die rostrot limonitisch anwittern. Sie finden sich weithin in der Silvretta, sind aber in einzelnen Gebieten besonders verbreitet (z. B. Jakobshorn bei Davos). Am Parpaner Rothorn stehen sie mit einer Kupferlagerstätte in Verbindung (DE QUERVAIN, 1931). Ihr Alter ist noch nicht bekannt.

Wichtigste Literatur

SMPM = Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

- P. BEARTH (1932): Die Diabasgänge der Silvretta. SMPM 12, 147.
 — (1932): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. SMPM 12, 256.
 — (1933): Über Gangmylonite in der Silvretta. SMPM 13, 349.
 J. CADISCH (1921): Geologie der Weissfluhgruppe. Beitr. geol. Karte Schweiz, N. F., 49/I.
 J. CADISCH und A. STRECKEISEN (1950): Geologisches Panorama von der Weissfluh.
 R. GEES (1955): Geologie von Klosters. Diss. Bern.
 B. GRAUERT (1966): Rb-Sr Age Determinations on Orthogneisses of the Silvretta. Earth and Planetary Sci. Letters, 1966/4.
 E. JÄGER et al. (1961): Rb-Sr-Alter an Gesteinsglimmern der Schweizer Alpen. SMPM 41, 255.
 E. JÄGER (1962): Rb-Sr Age Determinations on Micas and Total Rocks from the Alps. J. Geophys. Res., 1962, 67.
 F. DE QUERVAIN (1931): Die Erzlagerstätten am Parpaner Rothorn. Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., 16/2.
 F. SPAENHAUER (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sursura-Gruppe. SMPM 12, 27.
 — (1933): Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. SMPM 13, 323.
 A. STRECKEISEN (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. SMPM 8, 87.
 — (1948): Der Gabbrozug Klosters-Davos-Arosa. SMPM 28, 195.
 E. WENK (1934): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. SMPM 14, 196.
 — (1934): Der Gneiszug Pra Putèr-Nauders. Eclogae geol. Helv. 27, 135.
 — (1948): Ostalpines und penninisches Kristallin. SMPM 28, 761.
 E. WENK und A. STRECKEISEN (1951): Bericht über die geologisch-petrographische Exkursion ins östliche Graubünden. SMPM 31, 330.
 Geolog. Führer der Schweiz (1934): Fasc. XIII, Exk. Nr. 91.
 Geolog. Führer der Schweiz (1967): Fasc. 8, Exk. Nr. 37.
 Geolog. Karten:
 Geolog. Atlas der Schweiz 1:25000: Bl. 423 Scaletta, mit Erläuterungen (1935). Bl. 420 Ardez, mit Erläuterungen (1940). Bl. 424 Zernez, mit Erläuterungen (1948).
 Geolog. Karte von Mittelbünden, Spez.karte 94 B Davos (1929).
 Topograph. Karten: Schweiz. Landeskarte, Bl. 1197 Davos, 1217 Scalettapass, 259 Ofenpass.

Erster Tag: Montag, 26. September 1966**Davos-Flüelatal-Mitteltäli-Mönchalptal-Davos****Führung und Berichterstattung: A. Streckeisen**

Am Vorabend vereinigten sich die Teilnehmer, die aus den verschiedensten Teilen der Schweiz und aus dem Ausland eingetroffen waren, in Davos-Dorf und fanden dort in der gastlichen Hotel-Pension Villa Paul gute Unterkunft. Es wurden die reichhaltigen Exkursionsbeilagen ausgeteilt, die zu eingehendem Studium einluden. Unsere Innsbrucker Kollegen und einige weitere jüngere Teilnehmer schlugen ihre Zelte auf dem Campingplatz am Eingang des Flüelaltals auf, wo auch sie eine gute Nacht verbrachten.

Der erste Tag hatte den Charakter einer Vorexkursion. Er war dem Studium der Paragneise und des eigenartigen Mönchalpgranits gewidmet.

Am strahlenden Morgen des 26. September verliessen wir um 7½ Uhr Davos mit einem Car der Kessler AG (Wolfgang).

Ein erster Halt bei den Häusern von Stilli (P. 1571) am Eingang des Flüelaltals bot Gelegenheit zu einem geologisch-tektonischen Überblick. Jenseits der Talmulde von Davos erhebt sich das Schiahorn, dessen Triasdolomit (Decke der Aroser Dolomiten) gegen SE steil unter das Silvretta-Kristallin einsticht. In den Bergen nördlich und östlich vom Schiahorn (Schaflägerkopf, Davoser Dorfberg, Casanna) folgen darunter tiefere tektonische Einheiten (Davoser Dorfberg-Decke, Aroser Schuppenzone), ebenfalls gegen SE unter die Silvretta einfallend.

Der zertrümmerte Hauptdolomit bei den Häusern von Stilli (östliche Fortsetzung des Schiahorn-Dolomits) und die längs der Flüelastrasse darüber folgenden Basalmylonite des Silvretta-Kristallins wurden aus Zeitgründen nicht weiter beachtet.

Der Car führte uns ins Flüelatal zum Gasthaus Alpenrose (P. 1816). Von hier stiegen wir auf gutem Fussweg durch den herbstlichen Tannen- und Lärchenwald zur Alphütte Stafel des Flüelabergs (P. 2254), wo sich eine weite Aussicht öffnete, die die geologischen Verhältnisse noch besser überblicken liess. Weiter ging es über sanft geneigte Alpweiden zur Oberstation „Mitteltäli“ der im Bau befindlichen Schwebebahn. Die Hänge, über die wir anstiegen, waren weitgehend von Moräne und Gehängeschutt bedeckt. Erst im obersten Teil unserer Wanderung traten die Paragneise des Untergrunds zutage. Um 11 Uhr erreichten wir den Übergang P. 2597 ins obere Mönchalptal, wo wir die Mittagsrast einschalteten.

Der Abstieg über eine kurze Schneehalde brachte uns in die Mulde „Verborgen Pisch“. Wir befanden uns hier inmitten der wohl ausgedehntesten Paragneis-Region der schweizerischen Silvretta. Biotit-Plagioklas-Gneise, Feldspatknottengneise, Granat-Staurolith-Gneise und -Glimmerschiefer treten hier in inniger Wechsellagerung und oft starker Verfaltung auf. Sie enthalten reichlich Quarz-Andalusit-Linsen. Die schönsten Staurolith-Gesteine und die besten Andalusit-Stufen findet man im frischen Gehängeschutt des Grenzkamms zwischen Flüelatal und oberem Mönchalptal. Dr. Purtscheller berichtet, dass diese Gesteinsassoziation im Ötztal in genau gleicher Weise entwickelt

ist. Er erwähnt ferner, dass auch im Ötztal die Plagioklas-Blastese in der Regel posttektonisch, gelegentlich auch syntektonisch erfolgt sei.

Wir stiegen nun hinunter zum kleinen See bei P. 2487 und von hier gegen N dem Bach entlang in die Pische-Mulde und erreichten dann nach einer kurzen Gegensteigung in nördlicher Richtung den Saumweg, der zu einer Militärhütte (P. 2708) am Nordwestgrat des Pischahorns führt. (Dem Berichterstatter war seinerzeit diese Hütte in luftiger Höhe zu seiner Kartierung für einige Wochen von den Militärbehörden in freundlicher Weise zur Verfügung gestellt worden.) Wir folgten dem Saumweg abwärts auf etwa 800 m und bogen dann in nordöstlicher Richtung über sanfte Alpweiden in das Tälchen ein, das östlich vom Tälchopf P. 2458 gegen den Gatschierspitz ansteigt.

Wir waren damit in die Zone der mönchalpgranitischen Gesteine gekommen. Im Moränenschutt traten uns in grossen Blöcken und kleineren Stücken alle charakteristischen Gesteine dieser merkwürdigen Assoziation entgegen: der massige porphyrtartige Pinitgranit mit zahlreichen Schollen feinkörniger Biotitgneise und Amphibolite, die leicht verschieferten Granitgneise, und die stark laminierten dünnschiefrigen Streifengneise mit ihrem Kornzeilenbau. Unseren Innsbrucker Kollegen war es beschieden, unter den Amphibolitschollen auch Omphacit-führende Gesteine aufzufinden, die bisher nicht bekannt waren. (Der Berichterstatter bemerkt bei dieser Gelegenheit, dass er seinerzeit [STRECKEISEN 1928, 178 ff.] eine Anzahl langgezogener Amphibolitschollen, die die Granitgneise stellenweise diskordant durchschneiden, als Lamprophyrgänge gedeutet hat, dass er heute aber die Richtigkeit dieser Deutung stark bezweifelt und eine Überprüfung für angezeigt hält. Eine Neubearbeitung des Mönchalpgranits und der mit ihm verknüpften Gesteine nach modernen Gesichtspunkten würde ihm als lohnende und dankbare Aufgabe erscheinen.)

Eine Besichtigung der mönchalpgranitischen Gesteine im Anstehenden am Kamm des Gatschierspitzes hätte zu viel Zeit beansprucht. So beschränkten wir uns auf das Studium der repräsentativen frischen Blöcke im Moränenschutt, an das sich eine anregende Diskussion anschloss. Dr. Purtscheller referierte über den Winnebachgranit des Ötztals, der häufig mit dem Mönchalpgranit verglichen wird: Der Winnebachgranit ist vom Mönchalpgranit durchaus verschieden; er ist kein eigentlicher Granit (nur in m³-grossen Bereichen trägt er granitisches Gepräge), sondern ein typischer Anatexit (ohne postkristalline Durchbewegung), der allmählich in Biotit-Plagioklas-Gneise übergeht. Die massigen homogenen Partien sind mittelkörnig und enthalten keinen von Auge erkennbaren Kalifeldspat, dafür aber wesentlich grössere Pinite (von cm-Grösse) und auch sehr viel zahlreichere Schiefereinschlüsse. Hingegen zeigt der Mönchalpgranit sehr grosse Ähnlichkeit mit dem — ebenfalls pinitführenden — Biotitaugengneis HAMMERS, wie er am Nordrand der grossen Amphibolitzone von Längenfeld auftritt. Auch zum porphyroblastischen Biotitgranitgneis vom Gaislehnkogel im oberen Sulztal bestehen Analogien. Dr. Potenza Fiorentini nennt als sehr ähnliche Gesteine die „graniti e gneiss granitici“ der Val Sesia, die ebenfalls zahlreiche Einschlüsse von „gneiss biotitici minuti“ führen. Dr. Chessex weist auf die grosse Ähnlichkeit mit dem mittelkörnigen pinitführenden Granodiorit von Fully (KRUMMENACHER, 1959) hin, der zahlreiche Schiefereinschlüsse enthält und durch Anatexis entstanden sein dürfte. Der Berichterstatter verweist vor allem auf den sehr ähnlichen Cenerigneis

des Seengebirges, der von BÄCHLIN (1937) eingehend untersucht worden ist; er ist nicht nur durch grossen Reichtum an Schollen gekennzeichnet, sondern zeigt auch die gleiche Granulierung des Plagioklases. Auch in den Migmatiten vom Typus Chéserys im Massiv der Aiguilles Rouges tritt beim Plagioklas ein ähnlicher Kornzerfall auf (BELLIERE, 1957/58). Der Berichterstatter kennt ferner aus dem Leaota-Kristallin der Südkarpathen eine Gesteinsassoziation, die dem Mönchalpgranit mit allen seinen Eigenheiten zum Verwechseln ähnlich sieht: die Granite von Albești und Brăteiu, die den umgebenden kristallinen Schiefern ebenfalls in langen schmalen Zügen eingeschaltet sind.

Die Diskussion ergibt, dass zwei Eigenschaften dem Mönchalpgranit sein Gepräge verleihen: Einmal die Pinitführung und der Reichtum an Schiefer-einschlüssen, was an einen anatektischen Ursprung denken lässt. Dann die Granulierung des Plagioklases in Granit und Granitgneisen und der Kornzeilenbau in den umgebenden Streifengneisen, was auf eine Deformation unter höherer Temperatur hinweisen könnte und damit die Frage aufwerfen lässt, ob die Verformung dieser Gesteine etwa mit einer alten tektonischen Linie in Zusammenhang stehen möchte.

Wir verlassen die merkwürdigen Gesteine und steigen auf dem Saumweg nach Mönchalp Innersäss ab. Durch das untere Mönchalptal gelangen wir zur Brücke von P. 1616, wo die Aufschlüsse wieder einsetzen. Sie zeigen stark durchbewegte und mylonitisierte Augengneise, die zu den Basismyloniten des Silvretta-Kristallins gehören. An scharfem Kontakt erscheint plötzlich ein schmales Band von Triasdolomit. Dann folgen rotviolette und grünliche Schiefer, teils Tonschiefer, teils tuffogene Gesteine und ausgewalzte Quarzporphyre (Permo-Werfénien). Es sind die Gesteine des Schaflägerzugs. Der Weg führt weiter durch das Kristallin der Davoser Dorfberg-Decke. Der letzte Aufschluss vor der Brücke bei P. 1438 zeigt die für diese Einheit charakteristischen Gabbro-Gesteine.

Um 17½ Uhr erreichen wir die Strasse Klosters-Davos, wo wir vom Car abgeholt werden, der uns in kurzer Zeit nach Davos zurückbringt. Hier treffen wir die Kollegen, die für die Exkursionen der folgenden Tage zu uns gestossen sind.

Zweiter Tag: Dienstag, 27. September 1966

Davos-Frauenkirch-Dürrboden-Grialetschpass-Tiergartenfurgge-
Radönt-Flüelastrasse-Zerne

Führung: A. Streckeisen und B. Grauert. Berichterstattung: A. Streckeisen

Mit einem Car der Kessler AG verliessen wir wiederum um 7½ Uhr den gastlichen Ort. Ein kurzer Halt am Eingang des Flüelatals vermittelte den neu zu uns gestossenen Teilnehmern einen Überblick über die geologischen Verhältnisse der Landschaft Davos.

Dann führte uns der Car zum Steinbruch von Frauenkirch (Koord. 780.3/182.8), wo wir den Muskowitgranitgneis vom Typus Frauenkirch besichtigten. Das gut gebankte helle Gestein wird häufig als Material für Strassenmauern

usw. verwendet. Bestimmungen am Gesamtgestein ergaben ein Alter von 351 ± 16 bzw. 353 ± 19 Mill. Jahren; der Muskowit ein solches von 282 ± 11 Mill. Jahren (Abkühlungsalter). Der leicht verruscelte Gesteinsverband ist durch die Nähe des Überschiebungskontakts bedingt. Das Gestein enthält zahlreiche kleine Adern von braunem Karbonat, die der Berichterstatter mit den Karbonatgängen am Jakobshorn in Beziehung setzen möchte. Prof. Bearth berichtet, dass in der Keschgruppe solche braunen Karbonatadern häufig in der Nähe des Überschiebungskontakts auftreten.

Mit dem Car gelangten wir nun ins Dischmà-Tal, wo wir an der Wegbiegung 500 m vor den Häusern von Gadmen einen weiteren Halt einschalteten. Hier stehen grobflaserige granitische Augengneise vom Typus Flüela an. Sie gehören zur grossen Masse granitischer Gesteine, die aus dem Sertig-Tal durch das Dischmà-Tal nach dem Flüela Weisshorn ziehen. Bestimmungen an Gesamtgesteinen ergaben für ein Vorkommen bei Sertig ein Alter von 430 ± 118 Mill. Jahren, für ein Gestein vom Flüela Weisshorn (von einem Block in der Moräne beim Mälchaste im Flüelatal) ein solches von 429 ± 32 Mill. Jahren. Die entsprechenden Abkühlungsalter von Glimmern betragen für Sertig: Biotit 297 ± 12 , Muskowit 291 ± 12 Mill. Jahre, für das Flüela Weisshorn: Biotit 292 ± 12 , Muskowit 290 ± 12 Mill. Jahre.

Im Dürrboden, wo die Dischmà-Strasse endet, verliessen wir um 10 Uhr den Car. Eine militärische Wache und ein unfreundlicher Bauer versuchten, uns am Weitergehen zu hindern, da das hinterste Dischmà-Tal in den letzten September-Tagen für militärische Übungen gesperrt wurde. Eine frühzeitig eingeholte militärische Bewilligung ermöglichte uns indessen die programm-gemässe Durchführung unserer Exkursion und erlaubte uns auch, die Vorführungen der Schweizer Armee aus der Ferne zu beobachten.

Der Weg vom Dürrboden zum Grialetschpass verläuft grösstenteils in Moräne und Gehängeschutt. Diese führen die typischen Gesteine des Gebiets: Paragneise und Amphibolite (meist gefüllt mit Plagioklas-Blasten) und reichlich Diabase. Einzelne Aufschlüsse zeigen Amphibolite und Paragneise, die gegen NE nach dem Gebiet von Radönt streichen, wo sie in der Umrahmung der Radünerngneise aufgelöst werden. In der Gegend des Furggasees finden sich zahlreiche Blöcke von hellen Biotit-Hornblende-Gneisen, die als Aufschmelzungsprodukte von Amphiboliten durch granitisches Magma gedeutet wurden.

Um die Mittagszeit erreichten wir bei strahlendem Wetter die Grialetschhütte, wo sich uns ein prächtiger Ausblick auf das Gletschergebiet des Vadret da Grialetsch und die Vadret-Sarsura-Kette bot. Ein Vergleich der topographischen Grundlage (1881) des geologischen Atlasblatts Scaletta mit der heutigen Situation (LK 1217 Scalettapass, 1956) brachte uns mit Erschrecken den starken Rückgang der Gletscher in den letzten Jahrzehnten zum Bewusstsein. In den Amphibolitblöcken, die in der Umgebung der Hütte herumliegen, fanden Teilnehmer nuss- bis faustgrosse Einschlüsse von Calcit, ein Hinweis auf die vermutlich sedimentogene Entstehung *dieser* Gesteine.

Nach dem im Freien eingenommenen Lunch machte eine grössere Gruppe von Teilnehmern einen Absteher gegen S zu den nunmehr frei gelegten Rundhöckern des Grialetschgletschers (Koord. 793.1/175.05). Die mit Gneisen wechsellagernden und verfalteten Amphibolite führen hier von der Durchbewegung

erfasste und überholte Plagioklas-Blasten, so dass die Blastese hier mindestens als syntektonisch anzusehen ist.

Gegen 15 Uhr brachen wir von der Grialetschhütte auf und wanderten auf markiertem Pfad über die Anhöhen am Ostfuss des Piz Radönt, stellenweise durch Blockmeere, zur Tiergartenfurgge P. 2788. Die Kette des P. Radönt besteht aus einem etwas unruhig struierten glimmerreichen granitischen Augengneis (Radünerngneis), der eine durch Assimilation von Paramaterial entstandene Dachfazies des grobfaserigen Granitgneises des Flüelagebiets darstellen dürfte. Er wird umrandet von einem Komplex von Feldspatknottengneisen, die zahlreiche anatektische Erscheinungen aufweisen (ptygmatisch gefaltete helle Adern usw.). Zur Deutung dieser Verhältnisse wurde angenommen, dass das Gebiet, das ja die Dachregion der flüelagranitischen Intrusion darstellt, einer intensiven Beeinflussung durch magmatische Dämpfe und Lösungen unterworfen war (STRECKEISEN, 1928). Es ist aber nicht völlig ausgeschlossen, dass ältere anatektische Vorgänge vorliegen könnten; darüber kann nur eine Neubearbeitung auf regionaler Grundlage Aufschluss geben.

Die vorgerückte Zeit erlaubte kein genaueres Studium dieser interessanten Erscheinungen. Dies um so weniger, als eine der besten, in unmittelbarer Nähe des Fussweges gelegenen Stellen (Koord. 792.75/176.65) unter der reichlichen Schneebedeckung dieses Jahres verborgen lag.

Auf der Tiergartenfurgge ergab sich nochmals ein unvergleichlich schöner Ausblick auf den Grialetschgletscher und die Berge seiner Umrahmung, wie er nur an klaren Herbsttagen geboten wird. Der einbrechende Abend und die langsam fühlbar werdende Kälte liessen an den Abstieg denken. Um 16 $\frac{1}{2}$ Uhr verliessen wir den Passübergang und gelangten über flache Schneehalden und Moränenschutt in den Talkessel von Radönt und auf den Schwarzhornfussweg. Beim weiteren Abstieg kamen wir an den Blöcken des Paragneises vorbei, der ein Biotitalter von 306 ± 13 Mill. Jahren (JÄGER, 1962) und ein Zirkonalter von 1550–1910 Mill. Jahren (PASTEELS, 1964) ergeben hatte. Die letzten Aufschlüsse nahe dem Fussweg zeigten bereits grobfaserigen Granitgneis, der auch das Flüela Weisshorn auf der gegenüber liegenden Seite des Tales aufbaut.

Um 3 $\frac{1}{4}$ 18 Uhr erreichten wir die Flüelastrasse, wo uns ein Autocar der PTT erwartete. Er brachte uns durch die Val Susasca nach Susch, und bei einbrechender Nacht langten wir in Zernez an, wo wir im Hotel Restaurant „Spöl“ und privat Quartier nahmen.

Dritter Tag: Mittwoch, 28. September 1966

Zernez–Val Laschadura–Muottas–Plattas–Güstizia–Davos

Führung und Berichterstattung: B. Grauert

In zwei Gruppen brachte uns ein Kleinbus von Zernez die Strasse in Richtung Ofenpass aufwärts bis zum Eintritt des Val Laschadura ins Val del Spöl. An der Strassenkehre bei der Brücke über die Ova da Laschadura diente eine kurze Erläuterung an Hand der geologischen Karte der allgemeinen Übersicht:

Wir befinden uns bereits auf den nichtmetamorphen, überwiegend kalkigen und dolomitischen, triadischen Sedimenten der Engadiner Dolomiten, die mit stratigraphischer Diskordanz dem Silvrettakristallin auflagern. Eine mächtige, seiger bis steil SE einfallende Störung zieht vom Inntal südlich von Zernez über das Val del Spöl, den NW-Hang des Val Laschadura nach NE weiter zum Südrand des Unterengadiner Fensters. Sie bildet einen tektonischen Kontakt der Engadiner Dolomiten zum Silvrettakristallin s. str. Nach E. WENK (1934) erfolgte hier nach der alpinen Deckenüberschiebung — anscheinend im Zusammenhang mit der Aufwölbung des Unterengadiner Fensters — eine relative Hebung des Silvrettakristallins s. str. im NW gegenüber den Engadiner Dolomiten im SE.

Bei der Fusswanderung entlang der Strasse zurück in Richtung Zernez boten sich uns eine Reihe guter, beim Ausbau der Strasse geschaffener Aufschlüsse. Leider ist der durch die Störung verursachte tektonische Kontakt von Sediment zu Kristallin durch eine Moräne verdeckt. In einem ersten Aufschluss von grobflaserigem Augengneiss ist jedoch die Wirkung der Störung an der starken, offenbar wiederholt erfolgten Mylonitisierung deutlich zu erkennen.

Am westlichen Ausgang der Galerie, die das Val da Barcli quert, konnten wir den scharfen, tektonisch überprägten (varistisch) Kontakt zwischen Orthogneiss und Paragneiss beobachten.

Die weiter folgenden Orthogneisse vom Typ der Flüelagranitgneisse bei Chassetas weisen stellenweise starke Inhomogenität des Gefüges auf. Grobflaserige, helle Bereiche wechsellagern teils mit scharfem Kontakt teils durch allmählichen Übergang mit dunkleren Varietäten mit mittelkörniger Grundmasse und weniger Augen. Rb/Sr-Altersbestimmungen am Gesamtgestein ergaben ein Alter von 428 ± 17 Mill. Jahren. Der Biotit lieferte ein Mischalter von 124 ± 5 Mill. Jahren.

Für das Zustandekommen dieses Mischalters kann einerseits die regionale Aufheizung während der alpinen Metamorphose verantwortlich sein, andererseits ist es aber auch denkbar, dass nur eine relativ kurzzeitige, örtliche Erwärmung im Zusammenhang mit der Störung diese Verjüngung des Biotitalters bewirkt haben könnte, einen Gedanken, den Prof. Bearth zur Diskussion stellte.

Im Schotterwerk bei La Serra wird lediglich der lockere Gehängeschutt verarbeitet. An den freigelegten, durch Gletschereis geformten Felswänden sind Amphibolite, Para- und Mischgneisse aufgeschlossen.

Gleich nach dem Schotterwerk bogen wir in den Fahrweg nach Muottas ein. Etwa 200 m links unterhalb des Weges sollte ein kleiner Aufschluss in den zum Teil brach liegenden Feldern unsere Aufmerksamkeit erfassen. In einem feinkörnigen Mischgestein befinden sich Schollen von Amphibolit mit mehr oder weniger breiten Reaktionssäumen. Gesteine dieses Typs mit quarzdioritischer bis granitischer Zusammensetzung treten teils mit scharfen Kontakten teils mit mehr oder weniger breiten migmatischen Übergangszonen innerhalb der Paragneisse und Amphibolite auf. Im Gegensatz zu den in früheren Arbeiten geäußerten Ansichten (A. STRECKEISEN, F. SPAENHAUER, P. BEARTH, E. WENK) erscheint es auf Grund neuerer Untersuchungen wahrscheinlicher, dass diese Gesteine nicht Mischprodukte zwischen Magmen der

Flüelagranitintrusion und Paragneissen und Amphiboliten sind, sondern zeitlich frühere, unabhängige Bildungen darstellen. Ob es sich jedoch um basischere Vorläufer der Flüelagranite handelt oder ob eine mehr oder weniger in situ erfolgte anatektische Entstehung vorliegt, kann vorläufig noch nicht beantwortet werden.

Zufrieden mit dem freundlichen Wetter und mit Ausblick auf das Inntal und Zernez verzehrten wir bei Muottas unsern Lunch.

Anschliessend konnte etwa 30 m unterhalb unseres Rastplatzes eine Zerrspaltenfüllung im Granatamphibolit mit Feldspat und bis zu 20 cm grossen, zum Teil mit Rutil durchaderten Titaniten angesehen werden.

Vorbei an mehr oder weniger migmatischen und gebänderten Amphiboliten gelangten wir zu einem ungefähr 5 bis 10 m mächtigen, hellen Diabasgang bei God Baselgia. Dieser das Nebengestein diskordant durchschlagende, nach SE einfallende Gang streicht vom Tal nach NE bis fast auf den Grat oberhalb von Munt Baselgia, wo er im oberen Val Gondas nochmals sehr gut aufgeschlossen ist und zum Teil flach dem Berghang aufliegt. Ein weiterer Diabasgang, den wir nach Abstieg durch den Wald am Fuss des Berges antrafen, ist wesentlich feiner und dunkler.

Auf dem Fahrweg erreichten wir nach einer halben Stunde den unteren Steinbruch von Plattas. Die Auffahrt vom unteren zum oberen Steinbruch quert zweimal eine recht abwechslungsreiche Serie aus verschiedenen Paragneissen, Amphiboliten und Quarziten mit örtlich stark durchaderten und als B-Migmatite ausgebildeten Bereichen. In einem Granat und Staurolith führenden Paragneiss war eine sehr schöne Quarz-Andalusit-Spaltenfüllung zu sehen. Diese meist seiger bis steil NW einfallende Serie beteiligt sich im Gegensatz zu den weiter westlich folgenden Zonen nicht an der Bildung der grossen Schlinge der Clüs, sondern streicht unter allmählich zunehmendem flacheren SE-Fallen weiter nach NE. Faltenachsen haben hier häufig nahezu horizontale Lage, können aber anderseits auf vergleichsweise kurze Entfernung zu steiler Orientierung überwechseln, eine Tatsache, die auch die Exkursionsteilnehmer aus Innsbruck aus den von ihnen untersuchten Gebieten zu berichten wussten.

Eine sehr lebhafte Diskussion riefen die im oberen und unteren Steinbruch von Plattas anstehenden hellen Gesteine hervor, die einen auffallend konkordanten Lagenbau und stellenweise eine Wechsellagerung mit dunklen Paragneissen mit Mächtigkeiten bis hinab zu einem halben Millimeter aufweisen. Während die bisherigen und jetzigen Bearbeiter den Orthocharakter betonten und eine oder mehrere prä- oder syntektonische Intrusionen granitischer bzw. aplitischer Schmelzen für wahrscheinlicher hielten, wurde vor allem von Seite der Innsbrucker Petrographen einer Entstehung aus Arkosen oder saueren Tuffen, eventuell mit späterer partieller Mobilisation, der Vorzug gegeben. Ein Vergleich auf Grund chemischer Analysen mit den übrigen Orthogneissen wurde von den Innsbrucker Petrographen nicht für zuverlässig gehalten. Anderseits lassen sich die hellen Lagen im Streichen — allerdings über zum Teil beträchtliche Entfernungen — bis in grössere Orthogneissbereiche verfolgen. Auch fügen sich die an Gesamtgesteinsproben erhaltenen Rb/Sr-Werte anscheinend gut in die 428 Mill. Jahre-Isochrone der Flüelagranitgneisse ein. Die Biotite im Steinbruch von Plattas weisen ein Mischalter von 175 ± 7 Mill. Jahren (Orthogneisse) und 235 ± 10 und 265 ± 11 Mill. Jahren (Paragneisse)

auf. Die Muscovite geben mit Abkühlungsaltern von ungefähr 300 Mill. Jahren noch das Ende der varistischen Metamorphose.

Während die meisten Teilnehmer zu Fuss über die Clüs und von dort auf einem schmalen Pfad hinunter ins Inntal nach Güstizia marschierten, konnte eine kleine Gruppe mit eigenem Auto auf die andere Seite des Inns nach God Munt fahren und einen im Amphibolit am Forstweg aufgeschlossenen Gang besichtigen. Der intrusive Charakter des quarzdioritischen bis trondhjemitischen Gesteins ist hier wesentlich deutlicher, obwohl Gang und Nebengestein auch hier später gemeinsam von der varistischen Tektonik überprägt wurden. Eine Modalanalyse ergab: ca. 30% Quarz, ca. 55% Plagioklas, ca. 12% Biotit, sowie Epidot, Hornblende, Apatit und opake Mineralien. Der Biotit weist ein Mischalter von 243 ± 10 Mill. Jahren auf.

Der Hauptgruppe der Teilnehmer war es dafür noch möglich, an einigen Blöcken in einem kleinen Steinbruch bei God da la Güstizia einen Muscovit-aplit innerhalb des Flüelagranitgneisses kennen zu lernen. Zwei Gesamtgesteinsanalysen dieses überdurchschnittlich Rb-reichen und Sr-armen Gesteins lieferten Alter von 411 ± 16 und 400 ± 16 Mill. Jahren.

Pünktlich um 5 Uhr erreichten alle den grossen Steinbruch von Güstizia. Das Mischalter der Biotite ergab hier Werte von 255 ± 10 Mill. Jahren. Das Gestein selbst gehört zu den 428 Mill. Jahre alten Flüelagranitgneissen. Die Entfernung zur Störung gegen die Engadiner Dolomiten beträgt etwa 5 km. Bei einer kurzen Erläuterung konnten nochmals die den Exkursionsbeilagen beigelegten Diagramme erklärt werden.

Über die Hängebrücke erreichten wir jenseits des Inns den bereits wartenden Postcar, der uns über den Flüelapass zurück in unser Stammquartier nach Davos brachte. Nachdem alle Teilnehmer beim Abendbrot ihren Hunger gestillt hatten, bot ein kleines Kolloquium unter Leitung von Prof. E. Niggli nochmals Gelegenheit, zu den Beobachtungen und Problemen der vergangenen drei Exkursionstage Stellung zu nehmen.

Vierter Tag: Donnerstag, 29. September 1966

Davos-Weissfluhjoch-Totalp-Parsennhütte-Wolfgang

Führung und Berichterstattung: Davos-Weissfluhjoch: *A. Streckeisen*;
Totalp-Serpentin: *Tj. Peters*

Nachdem die Exkursionen der vorangehenden Tage von sonnigem Wetter begünstigt gewesen waren, hatte sich am heutigen Morgen der Himmel umzogen und kündete das Herannahen einer Störung an, die uns dann auch um 11 Uhr erreichte.

Die Parsennbahn, die ihren normalen Betrieb bereits eingestellt hatte, führte uns bereitwillig in einem Extrazug (Davos ab 8.00) nach dem Weissfluhjoch.

Auf der Strecke von der Mittelstation zum Weissfluhjoch konnten wir an Hand einer Ansichtsskizze die geologischen Verhältnisse an der SE-Flanke des Dorftäli gut verfolgen: Der Triasdolomit des Schiahorns fällt steil gegen SE unter das Altkristallin der Silvretta. Darunter folgt eine Schuppe von Silvretta-

Kristallin (Amphibolite am Grünturm, Paragneise und Orthogneise am Schaflägergrat). Gut sichtbar ist darunter der helle Sedimentzug des Schaflägerzugs (weisser Rhätkalk, rotviolette Schiefer des Permo-Werfénien, gelblicher Triasdolomit). Unter ihm folgt das Kristallin der Davoser-Dorfberg-Decke: der steile Nordabsturz des Schaflägerkopfs P. 2681 wird von Gabbro-Gesteinen durchzogen; darunter folgen die von Turmalinpegmatiten durchschwärmten kristallinen Schiefer der Mittelgrat-Serie. An einer scharfen tektonischen Grenze setzt der Totalp-Serpentin ein.

Als wir auf Weissfluhjoch ankamen, hatte sich der Himmel schon stark bedeckt, so dass eine eingehendere Betrachtung der Aussicht und deren geologische Erläuterung unterbleiben musste. Es konnte dafür auf das „Geologische Panorama von der Weissfluh“ (CADISCH und STRECKEISEN, 1950) verwiesen werden. Unser Hauptaugenmerk galt nun dem

Totalp-Serpentin

1. Schaflägergrat, Koord. 780.510/189.450. Die grosse Masse des Totalp-serpentins besteht aus einem teilweise serpentinierten Lherzololith. Vom ursprünglichen Mineralbestand treffen wir noch häufig Na-reichen Augit, weniger Bronzit, Picotit und nur sehr spärlich Olivin. Die Serpentinminerale bestehen hier aus Orthochrysotil, Klinochrysotil und Lizardit im Gegensatz zu den Serpentinvorkommen in höher metamorphen Gebieten, die vor allem Antigorit führen.

Hier in diesem Aufschluss sieht man in der dunklen Serpentinmasse goldgelben, blättrigen Bastit (Lizardit pseudomorph nach Augit), grünlichen Augit und gelbbraune Bronzitkristalle. Die Augite werden bei der Verwitterung herauspräpariert, wodurch der Serpentin seine rauhe Oberfläche erhält.

2. Dorftäli, Koord. 780.980/189.210. Gneise des Dorfbergkristallins bilden das Hangende der Ultrabasitmasse, wobei die Kontaktfläche gegen den Serpentin etwa mit 25—30° nach SE einfällt. Dieser Kontakt ist eine tektonische Fläche erster Ordnung. An ihm treffen wir auf dem Serpentin linsenartig ausgezogene Kalksilikatfelse und darüber Pumpellyit-, Pyroxen-, Aktinolith-, Epidot-, Prehnitfelse usw. Letztere sind wahrscheinlich bei der alpinen Metamorphose und den Deckenbewegungen als Reaktion des Gneises mit kalkigem Material gebildet worden¹⁾. Die Herkunft des kalkigen Materials ist hier ein

¹⁾ Prof. Streckeisen fragt sich, ob die Ausbildung dieser mannigfaltigen Kontaktgesteine wirklich nur der Reaktion zwischen den an der Überschiebungsfläche auftretenden kalkigen Sedimenten und den darüber liegenden Gneisen der Davoser Dorfberg-Decke zuzuschreiben sei. Es berührt etwas merkwürdig, dass am tektonisch wenig höher liegenden Kontakt zwischen dem Triasdolomit des Schaflägerzugs und den Basalmyloniten (Orthogneise) des Silvretta-Kristallins — wie er z. B. am Ausgang des Mönchalptals am 1. Exkursionstag betrachtet wurde oder auch am Eingang des Flüelatalts studiert werden kann — keine solchen Kontaktgesteine festgestellt worden sind. Man müsste etwa annehmen, dass der Triasdolomit weniger reaktionsfähig gewesen wäre als die kalkigen Sedimente an der vorliegenden Überschiebungsfläche, oder aber dass die Überschiebung des Silvretta-Kristallins auf seine jetzige Unterlage in einem späteren Zeitpunkt und daher bei tieferer Temperatur stattgefunden hätte als die Überschiebung der Davoser Dorfberg-Decke auf den Totalp-Serpentin. Beides erscheint wenig wahrscheinlich. Die von Dr. Peters erwähnte Tatsache, dass ähnliche Gesteine an den Kontakten fast aller Peridotitmassen der Alpen auftreten, dürfte eher darauf hinweisen, dass bei ihrer Entstehung der Peridotit (bzw. Serpentin) in irgend welcher Weise beteiligt war.

Problem: unseres Erachtens stammt es entweder aus Ca, das bei der Serpentinisierung frei wurde, oder aus sedimentärem Material. Es ist nicht sehr wahrscheinlich, dass es aus dem Peridotit kommt, da dieser am Kontakt nicht stärker serpentinisiert ist als weiter weg. Das Ca würde ja bei der Serpentinisierung erst aus den Pyroxenen frei.

Man findet solche Kontakte bei fast allen Peridotitmassen in den Alpen, nur haben sie je nach dem Grad der alpinen Metamorphose einen etwas verschiedenen Mineralbestand. Sogar zwischen dem Malenco-Serpentin und dem jungen Bergellergranit trifft man ähnliche Kontaktgesteine.

Wir sind im Dorftäli diesem Kontakt entlang gewandert und dann wieder zum Schaflägergrat hinaufgestiegen.

3. Bei Koord. 780.515/189.130 findet man etwa 3 m unter der W-Seite des Grats schöne Pumpellyitfelse, die zu mehr als 80% aus Pumpellyit bestehen. Der sehr feinkörnige Pumpellyit gibt dem Gestein eine apfelgrüne Farbe.

4. Südlich der Wasserscheide, Koord. 780.225/189.375. Durch den Ultrabazit ziehen hellere „Dikes“, die an dieser Stelle aus einem Pyrop-Ceylonit-Pyroxenit bestehen. Die im Totalpsersperntin vorkommende Abfolge von Pyroxenitadern: Picotit-Pyroxeniten, Ceylonit-Pyroxeniten, Pyrop-Ceylonit-Pyroxeniten und spinellfreien Pyroxeniten ist gekennzeichnet durch eine Abnahme des Mg-Gehaltes und eine Zunahme des Ca- und Al-Gehaltes gegenüber dem umgebenden Lherzolith. Die Adern sind älter als die Serpentinisierung und jünger als die Erstarrung des Lherzoliths. Die Pyrop-Ceylonit-Pyroxenite, wie wir sie hier vor uns haben, müssen nach den Experimenten von KUSHIRO und YODER (1965) in einem sehr eng begrenzten PT-Feld erstarrt sein; dieses Feld liegt im PT-Feld der Spinell-Peridotite an der Grenze gegen das Feld der Pyrop-Peridotite. Die Bildung von Spinell und Pyrop durch Entmischung der Pyroxene deutet auf eine sehr hohe Bildungstemperatur dieser Pyroxene.

5. Nördlich Wasserscheide, Koord. 780.425/189.915. Ein etwas stärker umgewandelter Pyrop-Ceylonit-Pyroxenit. Der Pyrop hat kelyphitische Ränder aus Andradit/Grossular und Lizardit. Auf Rissen und Klüften findet man hier mm-grosse grüne Vesuvian-Kristalle. Stellenweise ist dieses Vorkommen vererzt mit gediegenem Kupfer, Heazlewoodit (Ni_3S_2), Pentlandit, Kupferglanz, Magnetkies und anderen Mineralien.

6. Nördlich P. 2582, Koord. 780.560/190.180. Zwischen den Sedimenten der Aroser Schuppenzone und den Serpentinmassen schalten sich Ophicalcite ein. Der Übergang der Ophicalcite in Kalkschiefer und Radiolarite ist an gewissen Stellen kontinuierlich. Auch der Übergang in die eigentliche Serpentinmasse ist nicht sehr scharf; das Verhältnis von kalkigem Material zu Serpentinmaterial kann ausserordentlich schwanken. Die Ophicalcite entstanden wahrscheinlich, als die schon ziemlich abgekühlte Peridotitmasse tektonisch in die weichen Sedimente der Geosynklinale verfrachtet wurde und sich dabei beide Gesteinsarten eng vermischten. Die Bildung der Ophicalcite und die Serpentinisierung des Lherzoliths erfolgte gleichzeitig.

Der Aufschluss besteht aus grau-grünen Ophicalciten, in welchen das Kalk-

material durch Magnetit und wasserhaltigen Andradit grau resp. grün gefärbt ist. Diese Ophicalcite werden von sehr jungen weissen Calcitadern und gleich alten gelb anwitternden Diopsidadern durchsetzt.

7. Etwas weiter nördlich (Koord. 780.590/190.260) gehen die grau-grünen Ophicalcite in rote Ophicalcite über. Das Kalkmaterial dieser Ophicalcite ist durch Hämatit gefärbt; offenbar war der Sauerstoff-Partialdruck hier etwas höher als bei den grau-grünen Ophicalciten.

8. Südwestlich Schwarzhorn, Koord. 780.760/190.520. Die schönen engen Vermischungen von roten Ophicalciten mit Serpentinmaterial bei diesem Aufschluss konnten wegen des einsetzenden Schneefalles nur kurz betrachtet werden.

9. Östlich Schwarzhorn, Koord. 781.700/190.800. Ein grosses Vorkommen von feinkörnigem Peridotit (Peridotit-Mylonit) bestehend aus fein vermahlenem Lherzololith mit stellenweise noch grösseren, abgerundeten Körnern von Olivin, Pyroxen oder Spinell. Wegen der grossen Kompaktheit ist dieses Gestein kaum serpentiniert; es wird aber von vielen Edelserpentin-Äderchen durchzogen. Diese Gesteine könnten während dem Transport aus tiefen Teilen der Erdkruste entlang Bewegungsbahnen in der Peridotitmasse entstanden sein. Eine andere Möglichkeit wäre, dass sie bei der Serpentinisierung unter Einfluss des Druckes, der bei der Volumenvermehrung des Ultrabasits auftrat, gebildet wurden.

Ein gleiches Gestein ist von TILLEY (1947) von St. Paul (auf der mittelatlantischen Schwelle) beschrieben worden.

Leider war die Parsennhütte nicht mehr offen; aber die meisten Exkursionsteilnehmer fanden trotzdem in der Seilbahnstation einen trockenen Platz, um ihren Lunch zu verzehren.

10. Nordöstlich Totalphorn, Koord. 782.385/190.600. In diesem Aufschluss ist die primäre Bänderung („Layering“) des Ultrabasits schön zu sehen. Sie wird vor allem durch die Anreicherung von Augiten in parallelen Lagen hervorgerufen. Der Lagenbau ist diskordant zur jetzigen tektonischen Stellung; das spricht dafür, dass es sich um eine in der Peridotitmasse primär entstandene Anordnung handelt, die nicht durch spätere tektonische Bewegungen erzeugt worden ist. Stellenweise sind die Pyroxene zu richtigen Pyroxeniten angereichert, die hier auch Phlogopit und braune Hornblende führen.

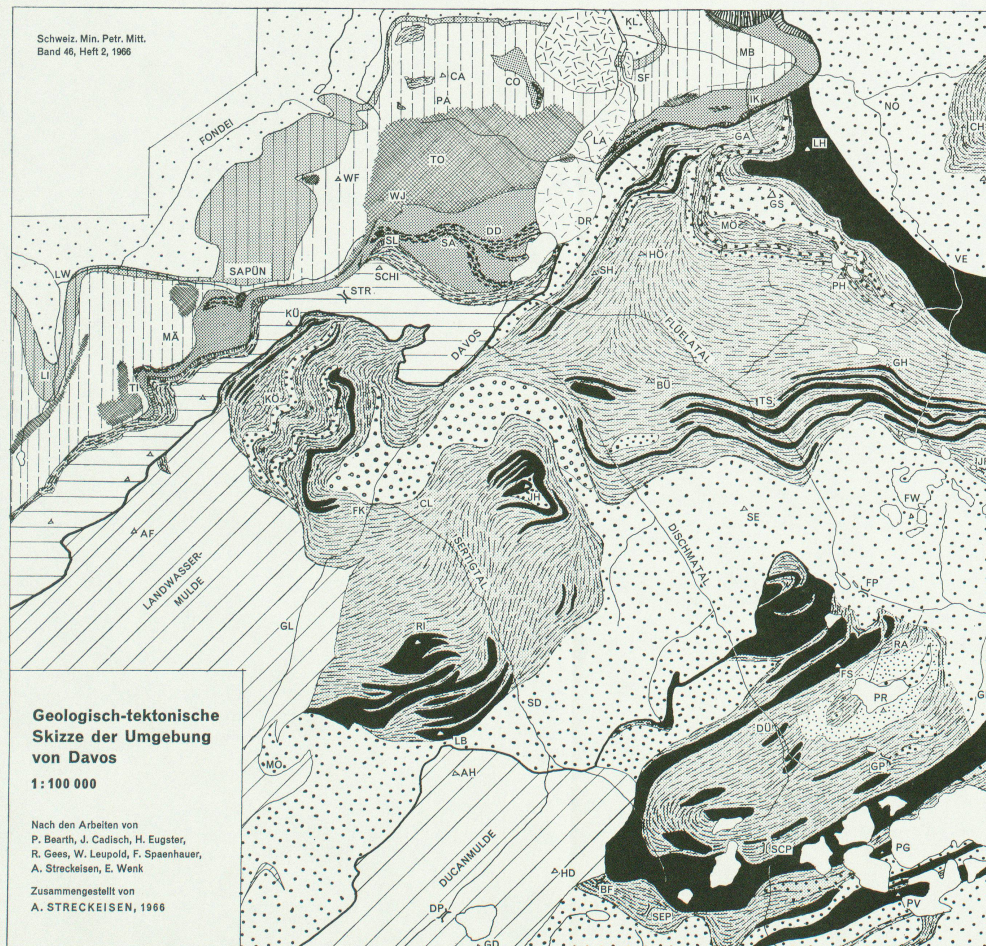
11. Unter dem Höhenweg, Koord. 782.325/191.200. Als Dessert der Exkursion sparten wir uns die schönen Pyroxenitknollen auf. Sie bestehen aus einem frischen Kern, der von einer serpentinierten Schale umgeben ist. Die einzelnen Knollen sind untereinander mit Edelserpentin verkittet. Gefügeuntersuchungen zeigten, dass sie ursprünglich einen Pyroxenitgang bildeten, der vor der Serpentinisierung zerbrochen wurde.

Wir stiegen nun hinunter auf den Parsennweg, auf dem wir in einer knappen Stunde nach Wolfgang gelangten, wo wir kurz nach 15 Uhr anlangten. Inzwischen hatte sich der Himmel wieder aufgeheitert und bescherte uns noch einen freundlichen Abend. Das Gasthaus Wolfgang-Kulm vereinigte uns zu einem

letzten gemütlichen Beisammensein. Wie am Vorabend Herr Prof. Niggli, der Präsident der Gesellschaft, so dankte jetzt ihr Vizepräsident, Herr Prof. Woodtli, den Exkursionsführern für die umsichtige Vorbereitung und gute Durchführung der Exkursion. In einem Car der Kessler AG erreichten wir am frühen Abend Davos, von wo sich die Teilnehmer wieder nach allen Richtungen zerstreuten.

Literatur

- KUSHIRO, I. and YODER, H. S. (1965): The reactions between forsterite and anorthite at high pressures. Carnegie Inst., Year book, 1964.
- PETERS, T.J. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalpserspentins bei Davos. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 43/2.
- TILLEY, C. E. (1947): The dunite-mylonites of St. Paul's rocks (Atlantic). Amer. J. Sci. 245.



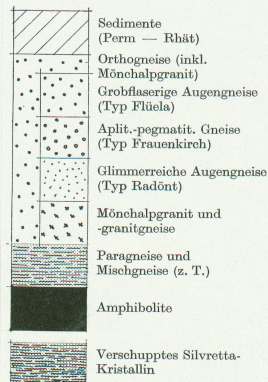
**Geologisch-tektonische
Skizze der Umgebung
von Davos**

1:100 000

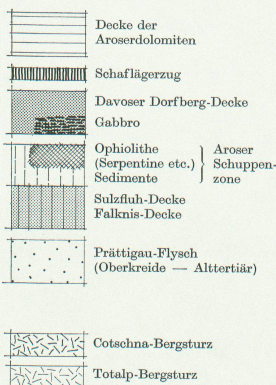
Nach den Arbeiten von
P. Beerli, J. Cadisch, H. Eugster,
R. Gees, W. Leupold, F. Spaenhauer,
A. Streckelsen, E. Wenk

Zusammengestellt von
A. STRECKEISEN, 1966

SILVRETTA-DECKE



TIEFERE TEKTONISCHE EINHEITEN



AF	Ansolfuh
AH	Älplihorn
BF	Bergüner Furka
BÜ	Bühlenberg
CA	Casanna
CH	Canardhorn
CL	Clavadel
CO	Cotschna
DD	Davoser Dorfberg
DP	Ducanpass
DR	Drusatscha
DÜ	Dirrboden
FK	Frauenkirch
FP	Flüelapass
FS	Flüela Schwarzhorn
FW	Flüela Weisshorn
GA	Gatschiefer
GD	Gletscher Ducan
GH	Gorihorn
GL	Glaris
GP	Grialetschpass
GR	Grialetsch
GS	Gatschieferispitz
HD	Hochducan
HÖ	Hörnli
JF	Jörifesspass
JH	Jakobshorn
IK	Inner Kinn
KL	Klosters
KÖ	Körbshorn
KÜ	Kupfenfuh
LA	Laret
LB	Leidbachhorn
LH	Lauenzughorn
LI	Litzirüti
LW	Langwies
MÄ	Mädrigen
MB	Monbiel
MO	Monstein
MÖ	Mönchalp
NO	Novai
PA	Parsenn
PG	Piz Grialetsch
PH	Pischahorn
PR	Piz Radönt
PV	Piz Vadret
RA	Radönt
RI	Rhinershorn
SA	Salzerhorn
SCHI	Schiahorn
SCP	Scalettapass
SD	Sertig Dörfli
SE	Sentiahorn
SEP	Sertigpass
SF	Selfranga
SH	Sechorn
SL	Schafaläger
STR	Strelapass
TI	Tijen
TO	Totalp
TS	Tschuggen
VE	Vereina
WF	Weissfuh
WJ	Weissfuhjoch