

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 66 (1986)
Heft: 3

Vereinsnachrichten: Bericht über die 61. Hauptversammlung der Schweiz.
Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Bern :
Freitag, 10. Oktober 1986

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 17.01.2026

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

Bericht über die 61. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Bern

Freitag, 10. Oktober 1986

A. Bericht des Vorstandes für 1985

Bericht des Präsidenten

Das Symposium «Alpine Metamorphosen» als gemeinsame Veranstaltung der SMPG und der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft fand vom 21. bis 24. September in Bellinzona statt. Die Vortragstagung und fünf Exkursionen wurden von Prof. V. Trommsdorff tadellos organisiert und durchgeführt. Ein Teil der Vorträge ist in der Zwischenzeit im Band 66 der SMPM (1986, Heft 1/2) publiziert worden. Im Namen der beiden Gesellschaften sei dem Organisator und all seinen Mitarbeitern nochmals der beste Dank ausgesprochen.

Die 60. Hauptversammlung der SMPG wurde am 5. Oktober in Biel durchgeführt. Nochmals wurden zehn Kurvvorträge gehalten und fünf Posters präsentiert.

Im Berichtsjahr hielt der Vorstand zwei Sitzungen ab, wobei die zweite ausschliesslich der Besprechung der angespannten finanziellen Lage der Gesellschaft galt.

Im Jahre 1985 verlor die Gesellschaft durch Tod vier Mitglieder:

Prof. Dr. A. Niggli

Professor für Kristallstrukturforschung an der ETH und an der Universität Zürich und von 1958 bis 1965 Mitglied des SMPG-Vorstandes. Ein ausführlicher Nekrolog erschien in Z. Krist 170 (1985), 1–4.

Prof. Dr. G. Dessau, Istituto di Geologia, Pisa,

Prof. Dr. Th. G. Sahama, Geologinen Laitos, Helsinki,

J. Büchi, dipl. Ing., Belo Horizonte (Brasilien).

MITGLIEDERBESTAND

Neueintritte

B. Bertossa, Glattbrugg
 M. Niggli, Zürich
 E. Curti, Zürich
 A. v. Quadt, Zürich
 M. Huber, Zürich
 R. Wyss, Bern
 H. Naef, Speicher

B. F. Iseli, Dübendorf
 W. Mollier, München (Wiedereintritt)
 R. Siegenthaler, Krauchthal
 G. Michael, Fribourg
 A. Reller, Zürich
 A. Pring, Adelaide
 M. Oldani, Olten

Mineral.-Petrol. Institut der Universität Hamburg
 Dept. of Geology, University of Manchester

Eintritte pers. Mitglieder	14
Eintritte unpers. Mitglieder	2
Austritte	9
Tod	4
Mitgliederbestand 31.12.84	533
Zunahme	3
Mitgliederbestand 31.12.85	536
(441 persönliche Mitglieder, 95 unpersönliche Mitglieder)	

FINANZIELLES

Die SMPG verdankt der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft eine Subvention von Fr. 14000.-. Dieser zweckgebundene Beitrag wurde zur Finanzierung der «Mitteilungen» verwendet und hat zur Verkleinerung des Ausgabenüberschusses geführt.

Der Präsident: *H.A. Stalder*

Bericht des Redaktors

Band 65 der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen erschien aufgeteilt in Heft 1 und ein Doppelheft 2/3 in einer im Vergleich zu den Vorjahren unveränderten Auflage von je 1000 Exemplaren. 18 Originalbeiträge und die Jahresberichte der 59. und der 60. Hauptversammlung in Zürich (Heft 1) bzw. Biel (Heft 2/3) mit 17 Kurzfassungen von Vorträgen und neun Poster-Zusammenfassungen ergaben einen Umfang, der mit 372 Seiten deutlich unter dem Durchschnitt liegt.

Erneut manifestierte sich die Mehrsprachigkeit als Besonderheit der SMPM: Je sechs Arbeiten sind in französischer und englischer, deren fünf in deutscher Sprache abge-

fasst; ein Autor bediente sich der italienischen Sprache. Gut 25% der Beiträge von Band 65 behandeln mineralogische Themen. Die übrigen sind im weitesten Sinn petrographische Arbeiten mit je unterschiedlichen Schwerpunkten in magmatischer und metamorpher Petrologie, Isotopengeologie, Geochemie, Lagerstättenkunde und Strukturgeologie. Sie konzentrieren sich hauptsächlich auf den zentral- und westalpinen Raum der Schweiz und Italiens. Zwei Beiträge über Probleme herzynischer Massive Frankreichs sowie ein Artikel zur Metamorphose mafischer Gesteinsabfolgen im nordöstlichen Griechenland erweitern den regionalen Rahmen.

ZUM RÜCKTRITT VON W.F. OBERHOLZER ALS REDAKTOR DER SMPM

Mit dem Band 65 hat W. Oberholzer seine zwölfjährige Tätigkeit als Redaktor abgeschlossen. Unermüdlich und uneigennützig hat er sich für die SMPM eingesetzt und sie als mehrsprachiges Forum für eine weitgefächerte und bevorzugt regional geprägte mineralogisch-petrologische Thematik gefestigt.

In der Amtszeit von W. Oberholzer mussten Verlag und Druckerei zweimal gewechselt werden, was für den ohnehin vielbeschäftigte Redaktor zusätzliche Arbeit brachte. Gleichzeitig erhielt die Zeitschrift im Rahmen der Zusammenarbeit mit andern europäischen mineralogischen Gesellschaften ein neues Gesicht.

W. Oberholzer hat das Review-System weiter ausgebaut und vertieft. Es war ihm stets bewusst, dass dieses Mittel zur Qualitätsverbesserung angesichts der eher kleinen Trägerschaft der SMPM vom Redaktor sowohl Takt und Fingerspitzengefühl wie auch Festigkeit erfordert. Beide Ansprüche vermochte er, gestützt auf umfassende, noch von Paul Niggli geschulte wissenschaftliche Fähigkeiten, dank seiner reichen Berufserfahrung und nicht zuletzt dank seiner kontaktfreudigen und menschlichen Art ideal zu erfüllen. Junge Wissenschaftler hat er wohlwollend gefördert, wissenschaftlicher Überheblichkeit gegenüber blieb er gelassen.

Mitglieder und Vorstand der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft und viele Mineralogen und Petrographen im In- und Ausland sind Walter Oberholzer zu grossem Dank verpflichtet. Der Nachfolger wird sich in Zukunft gerne vom Alt-Redaktor beraten lassen, und besonders freuen würde er sich, wenn er ihn als Autor in den SMPM begrüssen dürfte.

Der Redaktor: *A. Stahel*

Jahresrechnung 1985

<i>Einnahmen:</i>	Mitgliederbeiträge	24796.28
	Autorenbeiträge	12015.—
	Verkauf der Zeitschrift*	315.—
	Verkauf des World Directory	100.—
	Beitrag der SNG	14000.—
	Zinsen	<u>2284.—</u>
		<u>53510.28</u>

* 1985 wurden keine Rechnungen für
Abonnemente versandt.

<i>Ausgaben:</i>	SMPM 64/1-2	43 940.90
	SMPM 64/3	19 823.85
	Bibl. sc. nat. Helv.	935.—
	Porto und Versand	3 172.15
	Spesen, Taxen, Büro	661.95
	Honorare	4 500.—
	Beiträge an SNG, IMA, IAGC, EASE	<u>1 998.15</u>
		<u>75 032.—</u>
	Ausgabenüberschuss	<u>21 521.72</u>
<i>Aktiven:</i>	Kasse	104.71
	Postscheck	2 030.09
	Kontokorrent	997.30
	Depositenkonto	30 748.20
	Anlagesparkonto	2 244.15
	Wertschrift	<u>10 000.—</u>
		<u>46 124.45</u>
Rückstellungen 31.12.84	64 231.94	
Ausgabenüberschuss 1985	<u>21 521.72</u>	
Rückstellungen 31.12.85	42 710.22	42 710.22
Kapital 31.12.85	<u>3 414.23</u>	
		<u>46 124.45</u>

Der Kassier: *V. Köppel*

Revisorenbericht

Wir haben die Jahresrechnung 1985 und die dazugehörenden Unterlagen geprüft und stellen fest, dass die Buchungen korrekt geführt wurden und dass die Betriebsrechnung stimmt.

Wir beantragen deshalb der Mitgliederversammlung, dass sie die Jahresrechnung 1985 gutheisst.

Die Revisoren:

P. Thélin

R. Schmid

B. Sitzungsprotokoll

1. Geschäftliche Sitzung

Datum: Samstag, 10. Oktober 1986, 14.00 Uhr
 Ort: Bern, Institut für Exakte Wissenschaften, Hörsaal B7
 Vorsitz: Prof. Dr. H. A. Stalder, Präsident
 Anwesend: 18–20 Personen

1. Bericht des Präsidenten für das Geschäftsjahr 1985 (siehe Seite 455).
2. Bericht des Redaktors (siehe Seite 456).
3. Bericht des Kassiers (siehe Seite 457).

V. Köppel erläutert die Jahresrechnung 1985, die ein Defizit von Fr. 21 522.– aufweist. Der grosse Fehlbetrag ist eine Folge des Wegfalls des Zeitschriftenverkaufs (Einnahmen von Fr. 315.– anstelle der budgetierten Fr. 25 000.–), da der Band 65, 1985, noch nicht vollständig erschienen ist. Nach Fertigstellung dieses Bandes sowie durch die erhöhten Beiträge der Mitglieder und der SNG sollte der Fehlbetrag weitgehend ausgeglichen werden.

Der Präsident H. A. Stalder verliest schliesslich den Bericht der Revisoren (Ph. Thélin, Lausanne und R. Schmid, Zürich), worauf die Rechnung 1985 von der Versammlung einstimmig genehmigt wird.

Für das Jahr 1987 liegt ein Budgetvorschlag vor, der bei einer Bilanzsumme von Fr. 94 000.– ausgeglichen ist. Der Vorschlag wird einstimmig gutgeheissen.

Budget 1987

Einnahmen:

Mitgliederbeiträge	35 000.–
Verkauf der Zeitschrift	30 000.–
Inserate	500.–
Beitrag SNG	18 000.–
Zinsen	500.–
Autorenbeiträge	<u>10 000.–</u>
	<u>94 000.–</u>

Ausgaben:

Druckkosten	72 000.–
Bibl. sc. nat. Helv.	1 000.–
Beitr. an Dachgesellschaften . . .	2 200.–
Beitr. an Kongressteilnehmer . . .	2 300.–
Honorare	4 500.–
Verwaltung	<u>7 000.–</u>
	<u>94 000.–</u>

- 4./5./6. I.M.A.-Tagung 1986 in Stanford. Als offizielle Vertreter unserer Gesellschaft nahmen H. A. Stalder und S. Graeser, ferner St. Ayrton und Th. Armbruster an der Tagung teil. H. A. Stalder gab einen kurzen Bericht über die Tagung im allgemeinen, S. Graeser berichtete über die Sitzungen der «Commission on New Minerals and Mineral Names» sowie über eine ad hoc durchgeföhrte Sitzung der G.E.M. (Group of European Mineralogists). Diese Berichte werden in den nächsten «SMPG-Nachrichten» abgedruckt.
7. Bericht über die Untergruppe «Geologie» in der AGNEB. Der abtretende Präsident B. Kübler verliest einen Bericht über seine Tätigkeit innerhalb der Untergruppe «Geologie». Er orientiert ausserdem über die Einfache Anfrage von Frau Mauch (SP, AG)

im Nationalrat bezüglich Veröffentlichung der Dokumente, die den NAGRA-Bericht «Gewähr 85» beurteilen. Die Antwort des Bundesrates auf diese Anfrage lautet:

Der Bundesrat beabsichtigt, vor seinem Entscheid über das Projekt «Gewähr» die für den Entscheid erheblichen Gutachten zur Einsichtnahme aufzulegen und ihre Schlussfolgerungen im Bundesblatt zu publizieren. Dies betrifft insbesondere die Gutachten der Hauptabteilung für die Sicherheit der Kernanlagen (HSK), der Kommission für die Sicherheit von Kernanlagen (KSA) und der Untergruppe Geologie der AGNEB; diese Gutachten werden außerdem bei der EDMZ erhältlich sein.

Die NAGRA-Berichte werden auch zur Einsichtnahme aufgelegt werden; zudem sind sie direkt bei der NAGRA erhältlich.

8. Wahl eines neuen Rechnungsrevisors. Der Wahlvorschlag des Vorstands (Dr. Josef Mullis, Basel) wird einstimmig gutgeheissen.
9. Varia. Als nächste Tagungsorte sind festgelegt worden:

Luzern 1987
Lausanne 1988.

Der Sekretär: S. Graeser

2. Wissenschaftliche Sitzung

Donnerstag, 9. Oktober 1986

Fachsymposium: «Geologie der Nordschweiz» gemeinsam mit der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft und der Schweizerischen Paläontologischen Gesellschaft.

Vorsitz: Prof. Dr. A. Matter, Dr. M. Weidmann

Freitag, 10. Oktober 1986, 08.10–12.15 Uhr, 14.50–18.30 Uhr

Wissenschaftliche Sitzung der SMPG im Institut für exakte Wissenschaften der Universität Bern.

Vorsitz: Prof. Dr. H. A. Stalder

Anwesend: 20–50 Personen

KURZVORTRÄGE

Chr. Böhm (Bern): Vulkanoklastite im östlichen Aarmassiv (Val Russein)

Durch die ganze Val Russein erstreckt sich in Ost-West-Richtung eine vulkanosedimentäre Mulde, welche Val-Gliems-Formation genannt worden ist. Im Norden wird sie vom aarmassivischen Grundgebirge und seinen Intrusionen begrenzt; im Süden folgt entlang eines tektonischen Kontaktes der Südliche Aaregranit. Die Val-Gliems-Formation bildet in der östlichen Val Russein eine steilstehende Faltenstruktur (siehe Abb. 1).

Die Val-Gliems-Formation wird von voroberkarbonen Metapeliten und Metavulkanoklastiten gebildet. Die vulkanoklastischen Gesteine sind regelmässig aufgebaut: eine Gesteinsabfolge beginnt unten mit einer konglomeratischen Lage (als Schlammstromablagerung interpretiert), es folgt ein dacitischer Tuff, der gegen oben in einen Schlacken-Fiamme-Tuff übergeht (ignimbritische Ablagerungen). Die genannte Gesteinsabfolge wiederholt sich innerhalb der Formation zyklisch. Sie wird nur durch die Einlagerung von Peliten unterbrochen.

In autochthoner Position liegen jüngere Vulkanite (Sandpassformation) zwischen den aarmassivischen Gesteinen und den mesozoischen Sedimenten. Diese Vulkanite

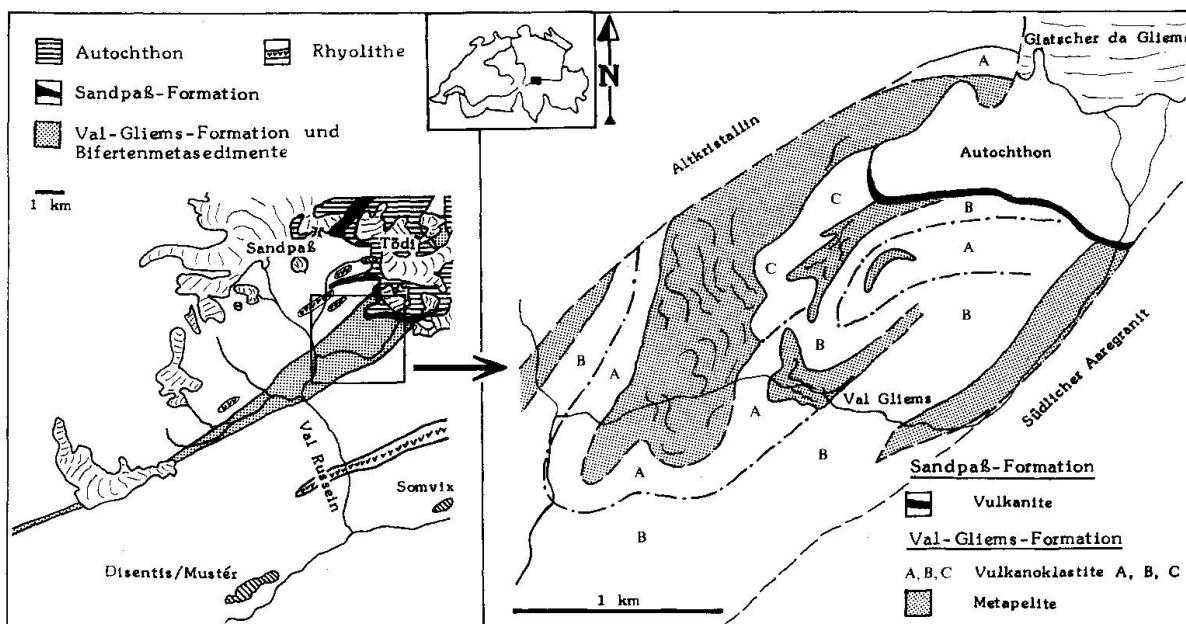


Abb. 1 Kartenskizze der Val-Gliems-Formation und der Sandpassformation im östlichen Aarmassiv.

scheinen jünger zu sein als die Bifertengrätliformation. Sie liegen als mylonitisch bis katklastisch deformierte Schiefer vor. Ihre magmatische Herkunft hat geochemisch nachgewiesen werden können. Dabei hat sich gezeigt, dass die Vulkanite eine hydrothermale Umwandlung erfahren haben, die einen Na-Verlust und eine K-Zufuhr bewirkt hat. Diese Umwandlung wird mit der alpinen Deformation in Verbindung gebracht.

F. Schenker (Bern): Spätpaläozoische Intrusiva in vulkanoklastischen Gesteinen des Aarmassivs

Die herzynische Gebirgsbildung im Aarmassiv wurde im späten Paläozoikum von intensivem Magmatismus begleitet. Die vorwiegend sauren Magmen wurden zum Teil als Vulkanite gefördert. Sie bedeckten zusammen mit kontinentalen Sedimenten (grobkörniger Fächer-Detritus, feinkörnige lakustrine Sedimente) Gneise des Grundgebirges.

Durch die alpidische Hebung sind heute tiefere herzynische Krustenteile aufgeschlossen. Diese enthalten neben präherzynischen Gneisen die intrusiven Anteile der spätpaläozoischen Magmen.

Unterschiedliche Ausbildung von Gefüge und Mineralbestand sowie die Art der Nebengesteine erlauben eine Gliederung der Intrusiva in zwei Gruppen:

a) *Porphyrische Intrusiva* zeigen ein Abschreckungsgefüge und sind räumlich eng an pyroklastische Platznahmeeinheiten gebunden. Aufgrund geochemischer Evidenzen können sie als oberflächennah erstarrte Magmenkammern interpretiert werden, welche komagmatisch mit den überliegenden Vulkaniten sind.

b) *Gleichkörnige glimmerführende Plutonite* weisen Gneise des Grundgebirges und verfaltete vulkanoklastische Abfolgen als Nebengesteine auf. Bei ihrer Intrusion und Erstarrung haben sie diese erwärmt, wobei es bei günstigen geochemischen und physikalischen Bedingungen zu charakteristischen kontaktmetamorphen Mineralneubildungen kam. Im Gebiet des Diechtergletschers (NE Grimsel) konnte im Kontaktbereich zwischen Aaregranit und metapelitischen Schichtgliedern von Vulkanoklastiten die Mineralparagenesen Andalusit-Muskovit-Biotit und Granat-Biotit gefunden werden.

U. Schaltegger (Bern): Geochemie und Rb-Sr-Systematik der Aarmassiv-Granite zwischen Grimsel und Reusstal

- Entlang von drei Querprofilen durch den zentralen Teil des Aarmassivs (Grimselstrasse, Voralp-Göscheneralp-Ursental, Reusstal) wurden die petrographische und geochemische Variation der Granite und ihre Rb-Sr-Gesamtsteinssysteme untersucht.

1. Petrographie

Während man im Querprofil der Grimsel deutlich abgegrenzte Granitkörper unterscheiden kann (Mittagfluh-Granit, Zentraler Aaregranit, Grimsel-Granodiorit, Südlicher Aaregranit, Kessiturm-Aplit), gehen in den Querschnitten der Göscheneralp und des Reusstals die Lithologien fliessend ineinander über: An eine Nördliche Randfazies (Typlokalität Gurtnellen) schliesst sich der zentrale Granitkörper an, der von Granodiorit zu hellem Granit variiert. Im Süden kann eine Südliche Randfazies abgetrennt werden. Der Hauptteil der Gesteine entspricht petrographisch dem Typ Grimsel-Granodiorit. Im weiteren sind gewisse Unterschiede im Vorkommen von Schollen und Aplitgängen zu verzeichnen.

2. Geochemie

Mit Haupt- und Spurenelementen konnten systematische geochemische Unterschiede zwischen den drei Querprofilen festgestellt werden. Am Beispiel des Grimsel-Querschnitts kann man mit geeigneten Diagrammen (z. B. Rb-Sr oder Zr-Ti) zeigen, dass:

- die Granite durch Differentiation auseinander hervorgegangen sind;
- zwischen Grimsel-Granodiorit und Zentralem Aaregranit eine typische Lücke klafft, d.h. im Querschnitt der Grimsel keine kontinuierliche Differentiationsreihe vorliegt;
- Mittagfluhgranit und Kessiturm-Aplit die differenziertesten Gesteine repräsentieren und dem gleichen Magma entspringen könnten;
- die Aplitgänge eine grosse Streubreite besitzen und wahrscheinlich z.T. den Chemis-

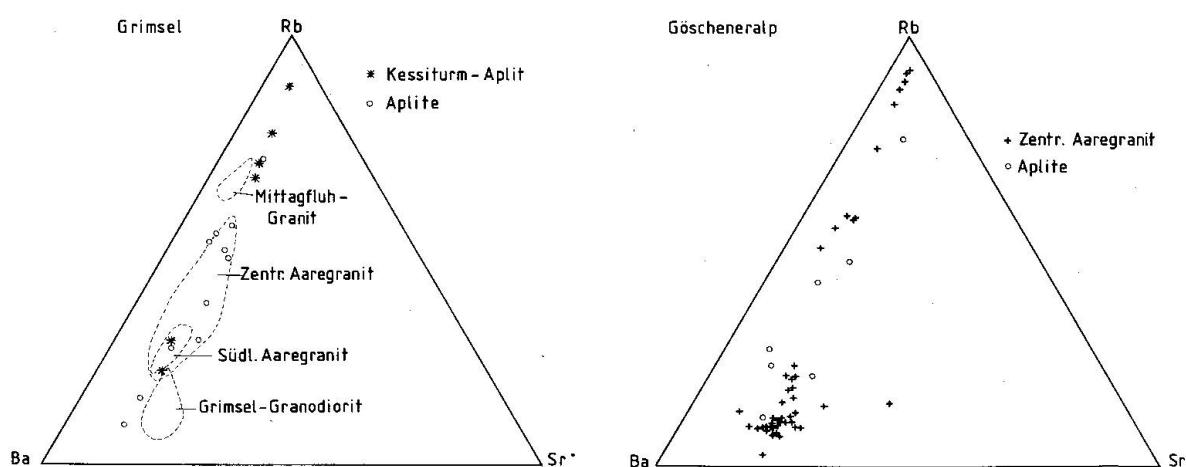


Abb. 1 Sr-Ba-Rb-Dreieck nach EL BOUSEILY et al. (1975):

a) Granite und Aplite der Grimsel.

b) Granitische Gesteine des Göscheneralp-Profil.

mus der benachbarten Gesteine widerspiegeln. Sie entsprechen nicht dem Kessiturm-Aplit und sind demnach nicht als hochdifferenzierte Restschmelzen zu betrachten.

Die Querprofile der Göschenalp und des Reusstals zeigen eine kontinuierliche GesteinSENTwicklung. In den Sr-Ba-Rb-Dreiecken nach EL BOUSEILY et al. (1975) (Abb. 1a und 1b) zeigt sich, dass der grösste Teil der Proben im Verbreitungsfeld des Grimsel-Granodiorits liegt. Die beiden östlichen Querprofile weisen also im Durchschnitt die basischeren Gesteine auf als das Grimselprofil. Die meisten Granodiorit-Punkte fallen ins Feld der «anomalous granites» nach EL BOUSEILY et al. (1975). Nach den Kriterien von CHAPPEL und WHITE (1974) muss man sie als I-Typ-Granite klassieren, nach PEARCE et al. (1984) als «within plate granites» (WPG). Alle geochemischen Diagramme zeigen magmatische Trends. Die alpine Deformation und Metamorphose hat die Elementverteilungen von schwach bis mittelstark deformierten Gesteinen im Systembereich eines Gesamtgesteins nicht umstellen können, was auch die Resultate von MARQUER et al. (1985) bestätigen, die einzelnen Mineralsysteme jedoch sind von ihr überprägt (DEMPSTER, 1986).

3. Altersbestimmungen

Es wurden im Grimselquerschnitt insgesamt 47, im Reusstal 20 Gesamtgesteinssproben mit Rb-Sr analysiert.

Eine summarische Isochrone aller Grimsel-Proben ergibt ein Alter, das mit den 277 Ma von WÜTHRICH (1965) im Fehler identisch ist. Nach den einzelnen Lithologien aufgetrennt, ergeben sich folgende Resultate:

- Grimsel-Granodiorit: Er ist geochemisch äusserst homogen, das Rb-Sr-Verhältnis zeigt nur eine geringe Variation. Kleine Sr-Verschiebungen während der alpinen Metamorphose verunmöglichen es, eine Isochrone zu berechnen.

- Zentraler Aaregranit: Unabhängig von alpiner Überprägung zeigen die Punkte eine Störung der Rb-Sr-Gesamtgesteinssysteme an. Proben mit $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 10$ definieren eine Isochrone von 297 ± 15 Ma, mit allen Proben erhält man ein Alter von 280 ± 12 Ma; das Sr-Initial beträgt 0.705.

- Kessiturm-Aplit: Eine Isochrone von 264 ± 5 Ma kann durch 11 von 13 Punkten gerechnet werden. Der Punkt mit dem extremsten Rb/Sr-Verhältnis wird dabei ausser acht gelassen, da die Wahrscheinlichkeit einer voralpinen oder alpinen Störung des Systems gross ist (Mobilität von Rb und Sr). Das Initial dieser Isochrone beträgt 0.712.

- Aplitgänge: Sechs Aplite aus dem Zentralen Aaregranit und dem Grimsel-Granodiorit ergeben ein Isochronenalter von 250 ± 5 Ma mit initialem Sr-Verhältnis von 0.709.

- Mittagfluhgranit: Ein erstaunliches Alter von 230 ± 8 Ma mit einem Initial von 0.745 ist das Ergebnis der Analysen (Abb. 2). Die Gerade wird als rotierte Isochrone interpretiert und auf eine penetrative Hydrothermal-Metamorphose zurückgeführt, wie das ABRECHT (1975) für einen aplitischen Granit mit ähnlichem Rb-Sr-Gesamtgesteinssalter im Altkristallin vorgeschlagen hat.

Im Querschnitt des Reusstals lassen sich sämtliche Proben einer gemeinsamen Isochrone von 291 ± 4 Ma mit einem Sr-Initial von 0.705 zuordnen. Eine wesentliche alpine Störung der Gesamtgesteinssysteme lässt sich nur bei drei Proben feststellen.

Die erhaltenen Alterwerte beschreiben eine konsistente und einleuchtende Intrusionsgeschichte für die Aarmassiv-Granite. Dass eine solche Interpretation nicht ohne Komplikationen ist, zeigt als Beispiel die $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $1/\text{Sr}$ -Darstellung der Proben des Reusstalquerschnitts (Abb. 3). In diesem Diagramm zeigen Proben von geologisch aus-

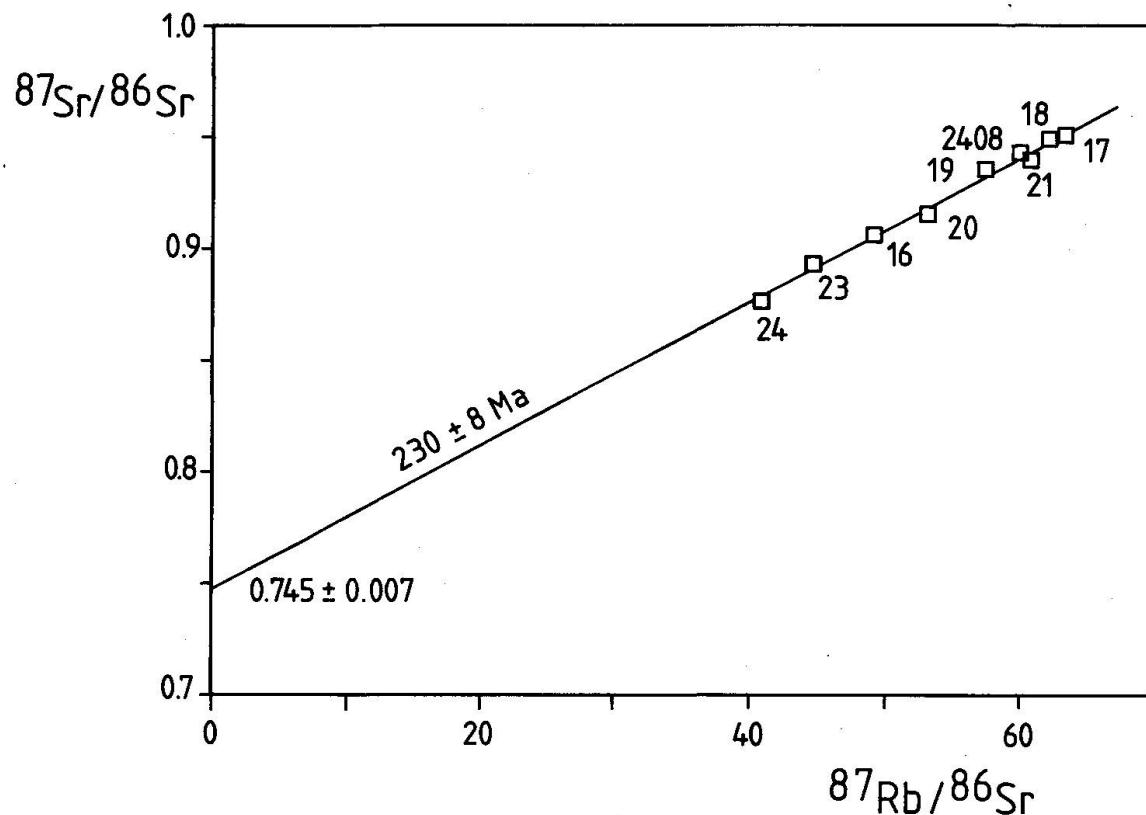


Abb. 2 Sr-Evolutionsdiagramm des Mittagfluhgranits (Grimsel-Profil). Alle Fehler sind 2-Sigma-Fehler.

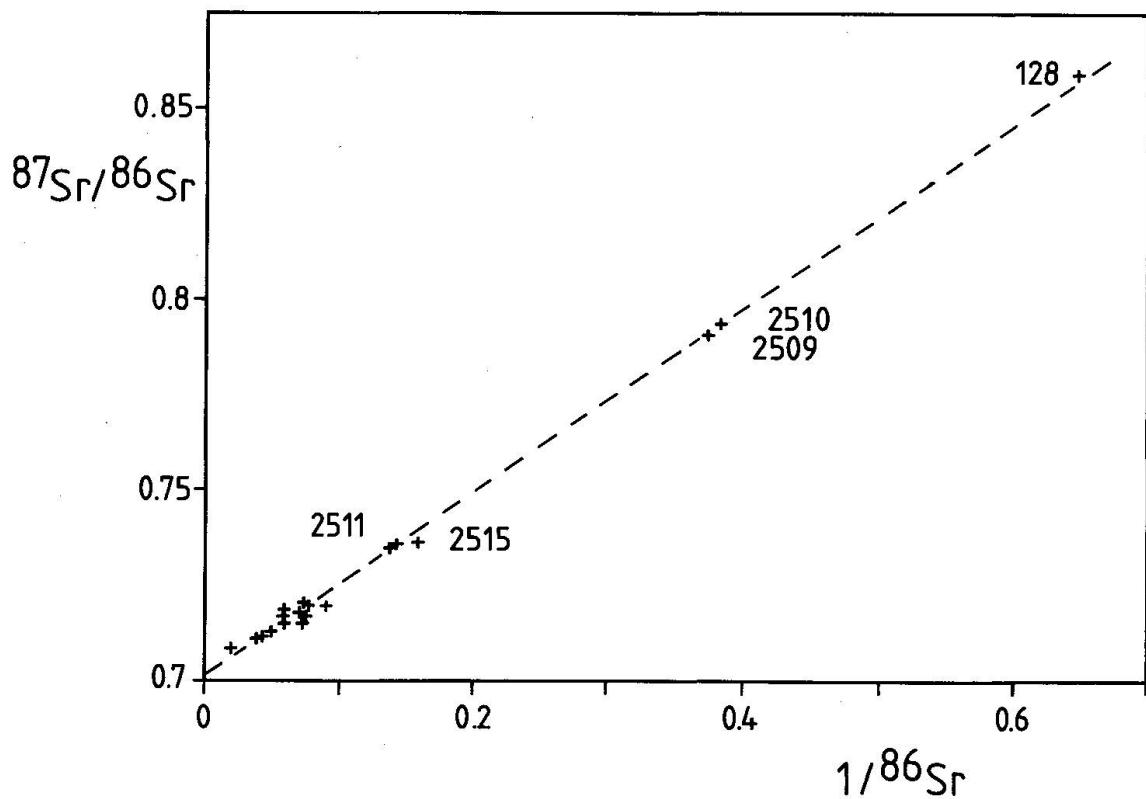


Abb. 3 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}-1/\text{Sr}^{86}$ -Diagramm der Granite des Reusstals. Alle Granitproben fallen auf eine Gerade, die als Mischungsgerade interpretiert wird.

sagekräftigen Isochronen keine Korrelation, während Isochronen, die durch 2-Komponenten-Mischung entstanden sind, Geraden abbilden. In unserem Fall lassen sich für die meisten Isochronen der Aarmassiv-Granite gut korrelierte Mischungsgeraden konstruieren. Die Mischung zweier Komponenten erkennt man auch in gewissen Haupt- oder Spurenelement-Diagrammen. Im Gelände wären die vielen Schlieren und Schollen feinkörniger basischer Gesteine in den Graniten und Apliten eine Evidenz für eine solche Mischung.

Trotzdem scheint es unwahrscheinlich, dass Isochronenalter und Initiale jeglicher geologischer Aussagekraft entbehren, da niemand am herzynischen Alter der Aarmassiv-Granite zweifelt. Wir müssen einen Mischungsmechanismus annehmen, der die Isochronenalter und die initialen Sr-Verhältnisse nicht oder nur unwesentlich verfälscht. Dies wäre der Fall, wenn die beiden Mischungspartner ähnliche $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Anfangswerte, aber verschiedene Rb/Sr-Verhältnisse aufweisen würden. Die Steigung der Verbindungsgeraden würde uns im Sr-Entwicklungsdiagramm den Betrag der Altersverfälschung angeben. Da die Isochronen durch Proben kontrolliert sind, die bei ähnlichen Rb-Gehalten unterschiedliche Sr-Gehalte aufweisen, muss die Mischung durch Addition einer Sr-reichen Phase zu einem homogenen Rb-reichen Magma in variablen Proportionen geschehen sein. Die spätere Fluidzirkulation verursacht keine Mischungsphänomene mehr, sondern verwischt die Merkmale der Magmenmischung.

4. Synthese

Es wird folgende Entwicklungsgeschichte für die Granite des Zentralen Aarmassivs vorgeschlagen:

- Vor ca. 300 Ma: Bildung von granodioritischen und granitischen Teilmagmen mit nahezu identischen $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ -Werten, aber unterschiedlichen Rb/Sr-Verhältnissen. Sie entstehen durch Mischung kleiner Anteile eines Sr-reichen dioritischen Magmas mit einem Rb-reichen granitischen Magma. Diese Magmen besitzen eine Mantelkomponente, entstehen aber zum Teil durch Aufschmelzung von Unterkrustenmaterial.

- Vor 290 Ma: Intrusion der Schmelzen in ein hohes Krustenniveau. Vor, während und wahrscheinlich auch nach dem Aufstieg laufen Differentiationsprozesse ab, die sehr saure Teilmagmen (Kessiturm, Mittagfluh, Nördliche Randfazies) produzieren. Die postmagmatische Fluidkonvektion dauert bis ca. 280 Ma an.

- Vor ca. 265 Ma: Intrusion des Kessiturm-Magmas.

- Vor 250 Ma: Intrusion der Aplitgänge.

- Vor 230 Ma: Starke hydrothermale Aktivität im nördlichen Randbereich des Massivs, wo Wärme durch Fluids nach oben gebracht wird. Die Umstellung der Rb-Sr-Systeme erfasst saure und grobkörnige Gesteine.

Diese Hypothesen beruhen lediglich auf Resultaten der geochemischen Analysen und des Rb-Sr-Alterssystems. Es sind Arbeiten im Gange, mit einem zweiten System (U-Pb) diese Aussagen zu verifizieren.

Literaturverzeichnis

ABRECHT, J. (1975): Die Granit-Kontaktzone und die migmatitischen Gesteine im Gebiet des Gruben- und des Aerlengletschers (Haslital, Schweiz). Unpubl. Diss. Univ. Bern.

CHAPPEL, B. W. & WHITE, A. J. R. (1974): Two contrasting granite types. Pacific Geol. 8, 173-174.

- DEMPSTER, T. (1986): Isotope systematics in minerals: biotite rejuvenation and exchange during Alpine metamorphism. *Earth. Plan. Sci. Lett.* 78, 355–367.
- EL BOUSEILY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. (1975): The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chem. Geology* 16, 207–219.
- MARQUER, D., GAPAIS, D. & CAPDEVILA, R. (1985): Comportement chimique et orthogneissification d'une granodiorite en faciès schistes verts (Massif de l'Aar, Alpes Centrales). *Bull. Minéral. France* 108, 209–221.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W. & TINDLE, A. G. (1984): Trace element discrimination diagrams for tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.* 25/4, 956–983.
- WÜTHRICH, H. (1965): Rb-Sr-Altersbestimmungen am alpin metamorph überprägten Aarmassiv. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 45/2, 875–971.

N. Waber (Bern): *Alpine Metamorphosen in der südlichen Lukmanier-Decke*

Der nördliche Teil der Lukmanier-Decke zwischen Lago Ritom und Pizzo Sole wird durch polymetamorphe Gneise sedimentären Ursprungs, granitische Gneise und Amphibolite aufgebaut. Die alpine Metamorphose, welcher die schon amphibolitfaziellen Gneise unterworfen wurden, konnte aufgrund struktureller, textureller und mineralogischer Kriterien in vier Phasen gegliedert werden. Eine erste, in den kristallinen Gesteinen der Lukmanier-Decke bisher nicht bekannte frühlalpine Phase D₁ wird durch die Disthenbildung auf Kosten von Margarit und Quarz charakterisiert. Die druckabhängige Reaktion Margarit + Quarz → Disthen + Zoisit + Wasser und die in der relikтив erhaltenen Schieferung S₁ auftretenden Phengite deuten für diese frühlalpine Phase D₁ auf Drücke zwischen 9–11 kb hin. Die dabei erreichte Temperatur liegt zwischen 450 und 540°C. Die mitteltertiäre Hauptphase D₂ führt zur Ausbildung der penetrativen Schieferung S₂. Die in dieser Schieferung auftretenden Maximalparagenesen sind almandinreicher Granat-Staurolith-Disthen und almandinreicher Granat-Staurolith-Biotit. An koexistierenden Granat-Biotit-Paaren berechnete Temperaturen liegen zwischen 540–580°C. Die anhand der beobachteten Reaktionen abgeschätzten Drücke betragen 4.5–6 kb. Das meist undeformierte Auftreten der S₂-Porphyroblasten (Granat, Staurolith, Disthen) weist auf ein Erreichen der maximalen Temperaturen nach der Hauptdeformation hin.

Die dritte alpine Phase D₃ führte lokal zur Ausbildung einer Crenulationsschieferung S₃ und zur Neubildung von Hellglimmer und Biotit. Die vierte Phase führte noch zu Spröddeformationen und Kluftbildungen.

F. Schenker (Bern): *Die Katastrophe am Lake Nyos, Kamerun: Bericht über erste Feldbeobachtungen*

St. Mützenberg (Zürich): *Ergebnisse geologischer Studien südlich Maloja*

Zusammenfassung

Grossräumige Schleppungen in der Region um Maloja erlauben die Bestimmung der Bewegungsrichtung an der *Engadiner Linie*. Neben einer sinistralen Verschiebungskomponente von 1,5 km ergibt sich eine bedeutende Vertikalbewegung, wobei der südliche Komplex um 2,2 km gehoben wurde. Damit lässt sich auch die allgemein höhere Regionalmetamorphose in diesen Serien erklären.

Die Bergeller Kontaktmetamorphose erzeugte in den Muretto-Quarziten Mineralzonen, die von

der allgemein beobachteten Abfolge in unreinen Karbonaten abweicht. Die frühe Bildung der kritischen Paragenese *Diopsid + Kalifeldspat* lässt sich auf Verunreinigungen in Phlogopit, Tremolit und Diopsid zurückführen.

1. Einleitung

Im Anschluss an eine Reihe von Diplomarbeiten, die sich mit dem Bergell-Ostrand befassten (KUBLI, 1983, PERETTI, 1983, DIETHLEM, 1984, GIERÉ, 1984), untersuchte ich das Gebiet südlich Maloja am Ausgang des Fornotales (MÜTZENBERG, 1986). Eine genaue geologische und petrographische Untersuchung dieser Region wurde durch die widersprüchlichen Interpretationen von Staub und Cornelius angeregt.

Von Osten nach Westen treten folgende tektonische Einheiten auf:

1. die Margna-Decke mit vorwiegend kristallinen Schiefern,
2. der Monte-del-Forno-Komplex, eine ozeanische Serie (MONTRASIO & FERRARIO, 1976, PERETTI, 1985),
3. die Suretta-Decke mit kristallinem Basement.
4. Im Südwesten liegt die tertiäre Bergeller Intrusion, die hier den alpinen Deckenbau diskordant durchschlägt (TROMMSDORFF und NIEVERGELT, 1986).

Schwerpunkte der Arbeit lagen bei strukturellen Untersuchungen bezüglich der Engadiner Linie und der Faltungsphasen sowie bei der Kontaktmetamorphose, den Mineralzonen und den Reaktionen in den Metasedimenten des Monte-del-Forno-Komplexes. Die wichtigsten Ergebnisse sollen hier kurz erläutert werden.

2. Die Engadiner Linie

Bisherige Arbeiten

Obwohl die Karten von R. STAUB (1912, 1946) westlich vom Malojapass deutlich eine Diskordanz zwischen den südlichen und nördlichen Einheiten zeigen, zeichnet er keine Störung in der tektonischen Übersichtskarte.

T. GYR (1967) beschreibt eine klare Diskordanz der Strukturen südlich und nördlich der Engadiner Linie sowie einen Amphibolit-Grünschieferfazies-Metamorphosesprung: Die Bergeller Kontaktaureole wird abgeschnitten.

R. TRÜMPY (1977) sieht die Engadiner Linie als grosse sinistrale Störung, die von Chiavenna bis Innsbruck zieht. Die laterale Versetzung variiert zwischen 3 km im Westen und 20 km im Osten.

H.R. WENK (1984) verneint die Existenz einer Engadiner Linie und beschreibt eine Maloja-Störung, die auf das Gebiet zwischen Casaccia und Sils beschränkt ist. Die Versetzung von 4 km sowie die Verfaltung der Serien an der La Margna und La Margneta erklärt er als Folge der Platznahme der Bergeller Intrusion.

Die Hauptstörung

Die morphologisch markante Hauptstörung verläuft im untersuchten Gebiet von der Halbinsel Isola her durch den Sattel zwischen L'Aela und La Margneta und zieht nördlich entlang dem Piz-Salacina-Grat ins Bergell. Der einzige Aufschluss liegt am Schnittpunkt mit der Orlegna. Der Bach wird hier auf einer Länge von etwa 100 m in Richtung der Störung umgelenkt.

Nebenstörungen

Parallel zur Hauptstörung lässt sich 200 m südlich eine 10 m breite Nebenstörung verfolgen. Sie bewirkte in den Amphiboliten eine subvertikale Schieferung und eine ka-

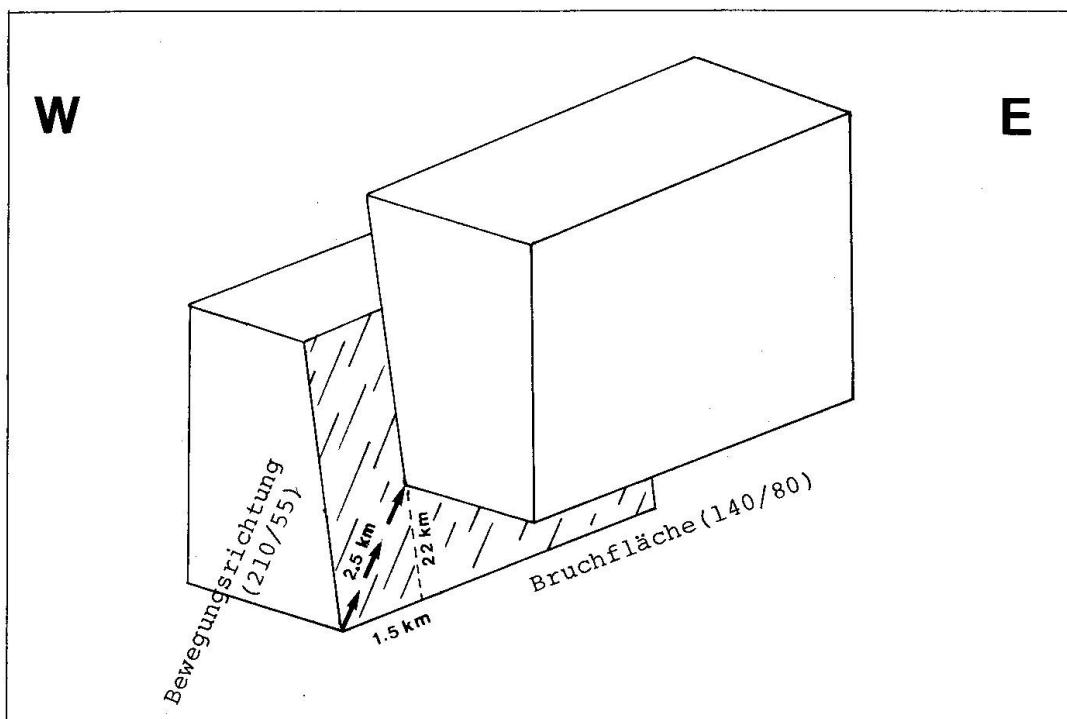


Abb. 1 Bewegungsrichtung und Versetzungsbetrag an der Engadiner Linie bei Maloja (Fallrichtung/Fallwinkel).

taklastische Deformation. Die Bruchzone fällt mit 70° – 80° gegen Südosten (140°).

Federförmig abzweigende Nebenstörungen (Riedel-Brüche) lassen sich vor allem auf Luftaufnahmen deutlich erkennen. Sie sind symmetrisch zur Hauptstörung und bilden mit dieser einen Winkel von etwa 30° .

Schleppung, Bewegungsrichtung, Versetzungsbetrag

Zwischen Maloja und L'Aela sowie am Piz Salacina kann man eine Schleppung der Schieferungsebenen gegen die Linie zu beobachten. Daraus lassen sich die Bewegungsrichtung und mit dem geologischen Kartenbild der Versetzungsbetrag für die Region um Maloja konstruieren. (Die Bewegungsrichtung steht senkrecht zur Schleppungssachse auf der Bruchfläche.) Die Richtung der Bewegung fällt mit 50° – 60° gegen SW. Für den absoluten Versetzungsbetrag ergibt sich ein Wert von 2,5 km. Dieser setzt sich aus einer reinen sinistralen Verschiebung von 1,5 km und einer Hebung des südlichen Komplexes um 2,2 km zusammen.

3. Metamorphose der Muretto-Quarzite

Allgemeines

Der Name «Muretto-Quarzit» stammt von R. Staub und ist eigentlich für diese Gesteine nicht zutreffend. Als Ausgangsgestein dürfte eine Arkose, ein detritischer, feldspatführender Sandstein mit einer tonigen Matrix und einem karbonatischen Bindemittel vorgelegen haben. Die Serie zeigt einen flyschähnlichen Aufbau mit einer ursprünglichen Mächtigkeit von 200–300 m. Ihr Alter wird als oberkretazisch geschätzt (PERETTI, 1985).

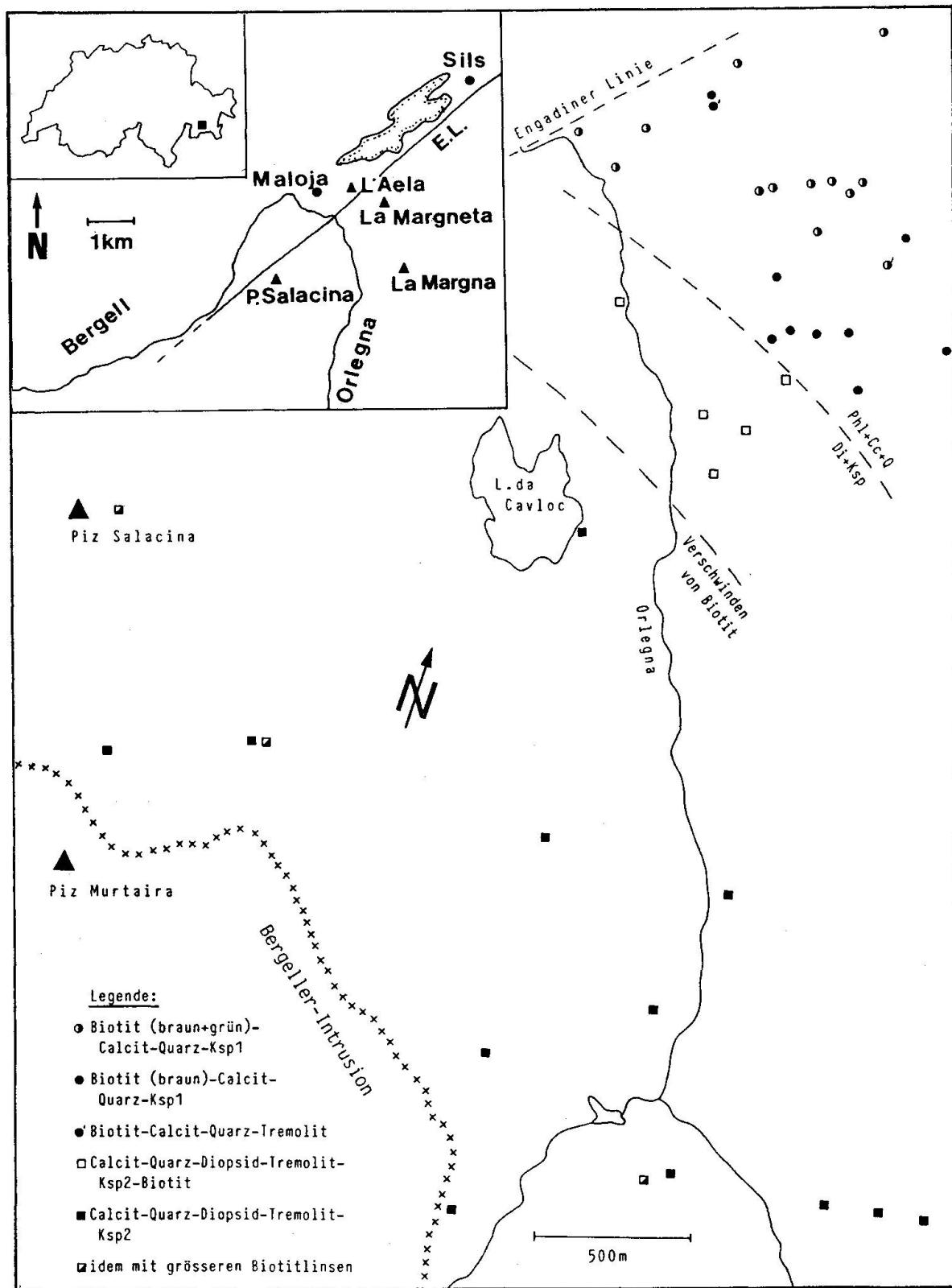


Abb. 2 Mineralverteilung in den Muretto-Quarziten.

Tab. 1 Abkürzungen

CC = Calcit	Tr = Tremolit
Do = Dolomit	Di = Diopsid
Q = Quarz	Phl = Phlogopit
	Ksp = Kalifeldspat

Mineralzonen, Reaktionen, Isograden

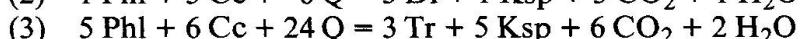
Als erstes postkinematisches, aber noch regionalmetamorphes Mineral tritt *brauner und grüner Biotit* auf. Dieser entsteht einerseits durch Sammelkristallisation aus Hellglimmer und Chlorit sowie durch die Reaktion:



In keinem der Dünnschliffe wurde Dolomit gefunden, Kalifeldspat ist jedoch stets vorhanden. Nimmt man als primäres Bindemittel Dolomit oder Mg-Calcit an, so ist bei der Reaktion (1) Kalifeldspat im Überschuss und alles Karbonat zu Calcit umgewandelt worden. Die charakteristische Paragenese für diese Zone ist somit:



Das erste Auftreten von kontaktmetamorphem *Diopsid* fällt bereits makroskopisch auf: Durch den Diopsid und das gleichzeitige Verschwinden von Biotit erhalten die Gesteine eine grünlichgraue Farbe und eine eher massige Textur. Gleichzeitig mit Diopsid erscheint hier auch in allen Proben *Aktinolith*. Er bildet meist feine Nadeln um die Diopsidkörner. Kontaktmetamorph gebildeter *Kalifeldspat* tritt stets mit Diopsid, Aktinolith und Quarz auf. Es lassen sich folgende Reaktionen ableiten:



Der Übergang zu dieser Zone ist sehr scharf. Die charakteristische Mineralparagenese ist: $\text{Di} + \text{Tr} + \text{Ksp} + \text{Cc} + \text{Q} + \text{Phl}$.

Mineralzusammensetzungen, Reaktionsgleichgewichte

Mikrosondenanalysen zeigen, dass Diopsid, Tremolit und Phlogopit in den Muretto-Quarziten stark verunreinigt sind und als Mischkristalle auftreten. Vor allem FeO ist für die Abweichungen von den idealen Mineralchemismen verantwortlich. In Tremolit und Phlogopit wird zusätzlich noch Fluor eingebaut.

Tab. 2 Molenbruch der gemessenen Probe.

	X _{Mg}	X _{OH}
Tremolit	0,726	0,753
Phlogopit	0,644	0,749
Diopsid	0,670	

Im folgenden wurden die Gleichgewichtsreaktionen für die vorkommenden acht Phasen hergeleitet. Die divarianten Reaktionen für die reinen Phasen und die gemessenen Mischkristalle sind in zwei T-X_{CO₂}-Diagrammen dargestellt.

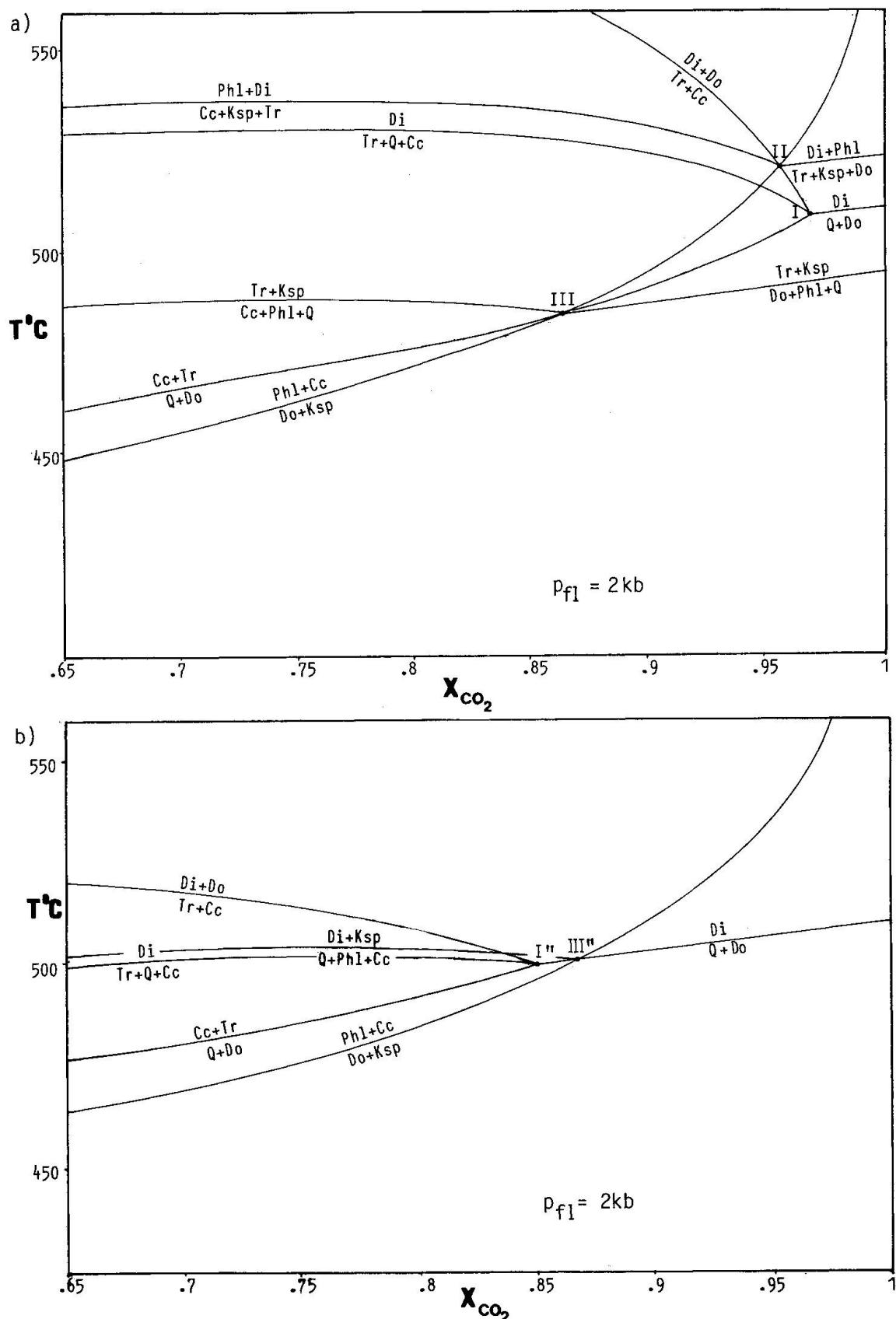
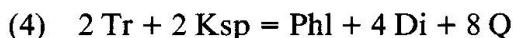


Abb. 3 T-X_{CO₂}-Diagramme für die reinen Phasen (a) und die gemessenen Mischkristalle im Muretto-Quarzit (b).

Die Reaktionen für die reinen Phasen bilden drei invariante Punkte I, II, III. Diese Topologie entspricht der allgemein gebräuchlichen für unreine Karbonate.

Eine verschiedene Abfolge von Mineralparagenesen beobachtet man jedoch in den Muretto-Quarziten. Die berechneten Kurven in Abb. 3 zeigen, dass die Verunreinigungen eine Verschiebung des invarianten Punktes II zu tieferen Temperaturbereichen bewirken. Wo dieser den Punkt III kreuzt, findet folgende Fest-Fest-Reaktion statt:



Es entsteht somit bei zunehmender Metamorphose die kritische Paragenese *Diopsid* + *Kalifeldspat* vor *Tremolit* + *Kalifeldspat*. Dünnschliffbeobachtungen an den Muretto-Quarziten bestätigen dies.

Literaturverzeichnis

- CORNELIUS, H. P. (1912): Über die Rhätische Decke im Oberengadin und den südlich benachbarten Gebieten. Zentralblatt f. Min., Geol. und Paläontologie.
- CORNELIUS, H. P. (1913): Geologische Beobachtungen im Gebiete des Forno-Gletschers (Engadin). Zbl. f. Min., Geol. und Paläont. S. 246–252.
- CORNELIUS, H. P. (1925): Über einige Gesteine der «Fedozerie» aus dem Disgraziagebiet (Rhätische Alpen). Separat-Abdruck aus dem Neuen Jahrbuch für Min., Geol. und Paläont., Beilage Band LII. Abteil A., 1–50.
- DIETHELM, K. H. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrandes II. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- FERRARIO, A. & MONTRASIO, A. (1976): Manganese ore deposit of Monte del Forno. Its stratigraphic and structural implications. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 56, 377–386.
- GIERÉ, R. (1984): Geologie und Petrographie des Bergell-Ostrandes I. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- GYR, T. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrand des Bergeller Massivs. Diss., ETH Zürich.
- KUBLI, T. (1983): Geologie und Petrographie der Fornoserie im unteren Val Forno. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- MÜTZENBERG, S. (1986): Petrographische und strukturelle Untersuchungen am Bergell-Nordstrand, südlich Maloja. Diplomarbeit, ETH Zürich.
- PERETTI, A. (1983): Geologie und Petrographie der Fornoserie. Piz dei Rossi. Diplomarbeit, Univ. Zürich.
- PERETTI, A. (1985): Der Monte-del-Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. Eclogae geol. Helv., 78, S. 23–48.
- STAUB, R. (1918): Geologische Beobachtungen am Bergeller Massiv. Vjschr. natf. Ges. Zürich 63, 1–18.
- STAUB, R. (1921): Geologische Karte des Val Bregaglia (Bergell). Geologische Spezialkarten der Schweiz, Blatt 90.
- STAUB, R. (1946): Geologische Karte der Berninagruppe 1:50000. Spez. Karte Nr. 118, Schweiz. Geol. Kommission.
- STAUB, R. (1952): Der Pass von Maloja. Jb. Natf. Ges. Graubünden 83.
- TROMMSDORFF, V. & NIEVERGELT, P. (1986): The Bregaglia (Bergell)-Iorio Intrusive and its field relations. Mem. geol. soc. It., Vol. 26.
- TRÜMPY, R. (1977): The Engadine Line: A sinistral wrench fault of the Central Alps. Mem. of the geol. Soc. of China 2.
- WENK, H.-R. (1984): Brittle ductile transition zone in the Northern Bergell Alps. Geol. Rundschau.

M. Giger (Bern): *Geochronologie im Penninikum-Ostalpin-Grenzbereich von Mittelbünden*

Petrographische Beobachtungen sowie K-Ar- und Rb-Sr-Datierungen zeigen, dass im Penninikum-Ostalpin-Grenzbereich der Region Gotschna (Klosters) – Parsenn – Totalp – Weissfluhjoch – Medergen – Arosa – Hörnli (Mittelbünden) Krustenteile mit einer recht unterschiedlichen, alpinen Metamorphoseentwicklung durch komplexe tektonische Vorgänge, die bis ins Tertiär wirksam waren (siehe auch NÄNNY, 1948 sowie THUM und NABHOLZ, 1972), in unmittelbaren Kontakt gekommen sind.

Eine Sonderstellung kommt in diesem Bereich dem Dorfbergkristallin zu (siehe GIGER, 1985), das sich über eine Distanz von rund 22 km vom Tressaura-Bergsturz (Klosters) im NE bis an den Tschuggengrat (Arosa) im SW verfolgen lässt. Es überlagert die südpenninischen Elemente der Arosa-Zone und liegt tektonisch unter dem Schafläger-sedimentzug bzw. dem Silvretta-Kristallin oder der Aroser Dolomiten-Decke.

Nach Zirkonspaltspurdatierungen von FLISCH (1986) wurde der Südwestteil der Silvretta-Masse nur von einer sehr *niedriggradigen, alpinen Metamorphose* erfasst (maximale Temperatur weniger als $240^{\circ}\text{C} \pm 50^{\circ}\text{C}$, siehe auch HURFORD, 1986). Ähnliches gilt nach eigenen Datierungen auch für die *Silvrettakristallinschuppen* im Penninikum-Ostalpin-Grenzbereich (Augstenhorn-Gmeinboden-Kristallin bei Klosters, Schaflägerkristallin bei Davos, Aroser-Rothorn-Kristallin, Kristallin in der Gipfelregion des Aroser Weisshorns): Die Biotite und Hellglimmer der obenerwähnten Komplexe weisen durchwegs noch herzynische K-Ar-Alter von rund 300 Ma und mehr auf.

Etwas jünger sind detritische Glimmer einer Korngrösse $> 74 \mu$ aus einem vulkano-sedimentären Gestein der Ducan-Mulde (Bergüner Furka), die mit 272.2 ± 4.9 Ma ein permisches Alter haben.

Das Rb-Sr-System von Hellglimmern aus Pegmatiten des *Dorfbergkristallins* schloss vor $250.4 \text{ Ma} \pm 1.1 \text{ Ma}$ (Isochronenalter von Hellglimmern aus drei verschiedenen Pegmatitproben. Initial = 0.73244 ± 0.0169).

Das K-Ar-System von Hellglimmern sowie das Rb-Sr- und K-Ar-System von Biotiten des Dorfbergkristallins wurden durch die alpine Metamorphose gestört, so dass an diesen Mineralien *variszisch-alpine Mischalter* von 214 Ma und weniger ermittelt wurden. Die Mischalter sind stark *korngrössenabhängig* (siehe Tabelle 1).

Als Verjüngungsmechanismus der Hellglimmer (K-Ar-System) und Biotite (K-Ar- und Rb-Sr-System) kommt, nebst diffusivem Verlust von radiogenem Ar bzw. Sr durch das alpine, thermische Ereignis, auch die Rekristallisation der Hellglimmer in Frage. Insbesondere im tektonisch obersten Teil des Dorfbergkristallins sind *phengitische Hellglimmer* zu beobachten (Probe KAW 2198, Dorftälli, Davos – Si-Gehalt der Hellglimmer auf 24 O: 6.5 bis 6.75, Al-Gehalt der Hellglimmer auf 24 O: 5.0 bis 4.5. – K-Ar-Alter der 0.16- bis 0.3-mm-Hellglimmerfraktion dieses Gesteins $200.8 \text{ Ma} \pm 2.3 \text{ Ma}$).

Die Gesteine des direkt unter dem Dorfbergkristallin liegenden *Totalalkomplexes* (Augitserpentine, Pyroxenite, Ophicalcite, assoziiert mit ozeanischen Sedimenten) haben nach bisherigen Erkenntnissen eine niedriggradigere, alpine Metamorphose erfahren als das Dorfbergkristallin. PETERS und STETTLER (1981) erhielten ein $^{39}/^{40}\text{Ar}$ -Plateau-alter an einem Phlogopit des Totalkomplexes von 165 Ma und deuten dieses als Abkühlalter der Ozeankruste.

Detritische Hellglimmer ($> 74 \mu$) aus einem (?)oberjurassischen, roten Schiefer, welcher mit Radiolariten assoziiert ist (Lokalität: ESE unterhalb Parsennhütte. Siehe auch WEISSERT und BERNOULLI, 1985), haben ein K-Ar-Alter von 276.6 ± 3.1 Ma. Es kann geschlossen werden, dass im Mesozoikum alte, herzynische Kontinental-Kruste ange-tragen wurde und dass die ozeanischen Sedimente bei der nachträglichen, alpinen Subduktion nur von einer niedriggradigen Metamorphose überprägt wurden (maximale

Temperatur höchstens etwa 300°C), welche nicht zu einer deutlichen Verjüngung der Hellglimmer im K-Ar-Isotopensystem führte!

Tab. 1 K-Ar-Altersdaten des Dorfbergkristallins

Proben-Nr. Lokalität:	Gestein:	Mineral und Korngrösse:	$^{40}\text{Ar rad}$ $\text{ccm/g} \cdot 10^{-6}$:	% Kalium:	Alter Ma:
KAW 2749 Innerkinn- tobel, Äuja	Pegmatit	Hellglimmer $> 840 \mu$	75.8666	8.58	214.2 ± 2.6
KAW 2749 Innerkinn- tobel, Äuja	Pegmatit	Hellglimmer $177-250 \mu$	70.9726	8.69	198.8 ± 2.7
KAW 2196 Dorftälli, Davos	Pegmatit	Hellglimmer $297-500 \mu$	70.6573	8.96	192.3 ± 2.5
KAW 2196 Dorftälli, Davos	Pegmatit	Hellglimmer $74-163 \mu$	63.9761	8.48	184.3 ± 2.0
KAW 2196 Dorftälli, Davos	Pegmatit	Hellglimmer $53-74 \mu$	49.8265	7.67	159.8 ± 1.9
KAW 2196 Dorftälli, Davos	Pegmatit	Fraktion $< 2 \mu$ (Ill, Qz, Ab, KF)	12.9627	4.45	73.4 ± 1.2
KAW 2197 Mittelgrat, Davos	Pegmatit	Fraktion $< 2 \mu$ (Ill, Qz, Ab)	11.0213	3.52	78.8 ± 1.2
KAW 2195 Dorftälli, Davos	Paragneis	Biotit $177-297 \mu$	51.6382	7.21	175.4 ± 2.1

Literaturverzeichnis

- FLISCH, M. (1986): Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. Bull. Ver. Schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing., Vol. 52, Nr. 123.
- GIGER, M. (1985): Petrographisch-geologische Untersuchungen der Davoser-Dorfberg-Decke und ihrer benachbarten Einheiten im Gebiet Weissfluhjoch-Schafläger-Dorfberg (Davos GR). Unpubl. Diplomarbeit, Bern.
- HURFORD, A.J. (1986): Cooling and uplift patterns in the Leponine Alps South Central Switzerland and an age of vertical movement on the Insubric fault line. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92, pp. 413-427.
- NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prättigauschiefer zwischen Rhätikon und Plessur. Diss. Zürich.
- PETERS, Tj. und STETTLER, A. (1981): Genese des Totalpserpentins bei Davos. Unpubl. Vortrag, Kurzhinweis in Schweiz. miner. petrogr. Mitt. 61, 2/3, p. 358.

THUM, I. und NABHOLZ, W. (1972): Zur Sedimentologie und Metamorphose der penninischen Flysch- und Schieferabfolgen im Gebiet Prättigau-Lenzerheide-Oberhalbstein. Beiträge geol. Karte der Schweiz, NF. 144.

WEISSERT, H.J. und BERNOULLI, D. (1985): A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps. Geol. Rundschau, 74/3, pp. 665-679.

R. Vogler (Zürich): Spröd / Duktil-Übergang bei der Deformation von Metadolomiten des Adamello

Am Adamello-SE-Rand im Gebiet der Cima Uzza in der Valle di Daone sind nebst kleineren basischen Intrusiva vor allem Tonalite in triadische Sedimente eingedrungen (vgl. Abb. 1). Da die Sedimente vor der Intrusion horizontal lagen und praktisch un-deformiert waren, eignet sich dieses Gebiet sehr gut zum Studium intrusionstektonischer Phänomene.

Ca. 0,5 km W der Cima Uzza ist der Valbonatalit, ein dunkler relativ feinkörniger Tonalit mit einem richtungslosen Gefüge aus Plagioklas, Quarz, Biotit und Hornblende, in den massigen hellen, ziemlich reinen Esinodolomit eingedrungen und hat diesen stark deformiert und metasomatisch umgewandelt. Direkt am Kontakt ist die Deformation plastisch, um nach ca. 100 m in einen Bruch überzugehen (Abb. 1). Da über die Intrusionsgeschwindigkeit eines Magmas in der Literatur keine Angaben zu finden sind, wurde dieser Spröd / Duktil-Übergang benutzt, um eine Verformungsrate für die Deformation der Sedimente im Zusammenhang mit der Tonalitintrusion zu berechnen.

Um ein Gestein zu deformieren, ist neben dem Umgebungsdruck eine zusätzliche Verformungsspannung $\Delta\sigma$ nötig. Sobald ein Gestein diesem $\Delta\sigma$ ausgesetzt wird, beginnt es sich entweder plastisch oder spröd zu deformieren. Die plastische Deformation folgt einem Fliessgesetz, das HEARD (1976) wie folgt formulierte:

$$\log \dot{\epsilon} = \log A - \frac{Q}{R T 2.3} + n \log (\Delta\sigma)$$

Wobei $\dot{\epsilon}$ die Verformungsrate und T die Temperatur ist. Für die Konstanten wurden die folgenden Werte (HEARD, 1976) in dieser Arbeit verwendet: $\log A = 5.3$; $Q = 83\,200$; $n = 9.1$; $R = 1.981$. Mit diesen Werten wurden Kurven für verschiedene Verformungsraten berechnet und in ein T- $\Delta\sigma$ -Diagramm eingetragen (vgl. Abb. 2).

Übersteigt $\Delta\sigma$ einen bestimmten Grenzwert, die Bruchfestigkeit, so kommt es zu spröder Deformation. Die Bruchfestigkeit (ultimate strength) lässt sich experimentell bestimmen. Sie ist praktisch unabhängig von der Temperatur, wird aber sehr stark vom Umgebungsdruck (confining pressure = p_{lih}) und vom Porenflüssigkeitsdruck ($p_{\text{H}_2\text{O}}$) beeinflusst. Mit zunehmendem Umgebungsdruck wird die Bruchfestigkeit immer größer, nimmt aber mit steigendem Porenflüssigkeitsdruck ab. Sobald $p_{\text{H}_2\text{O}} = p_{\text{lih}}$ wird, ist die Bruchfestigkeit gleich wie bei $p_{\text{lih}} = 0$. Die folgenden Werte für die Bruchfestigkeit stammen aus HANDIN & HAGER (1957); diese Autoren haben unter anderem auch den paleozoischen Blaardolomit aus Colorado untersucht, ein Gestein, das der Beschreibung nach dem Esinodolomit sehr ähnlich ist:

Umgebungsdruck:

0 (bar)
1013 (bar)
2026 (bar)

Bruchfestigkeit:

1570 (bar)
5710 (bar)
6950 (bar)

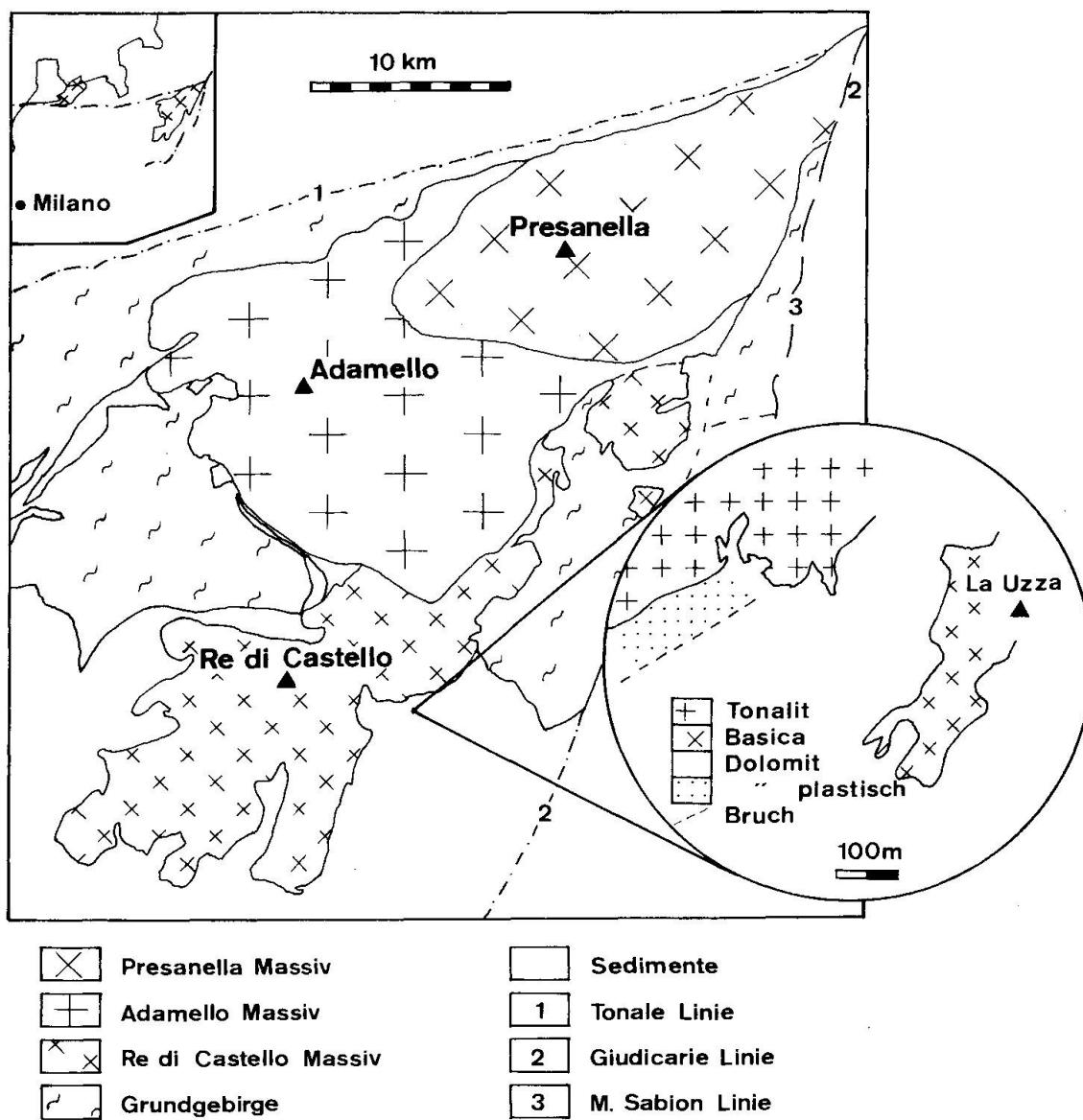
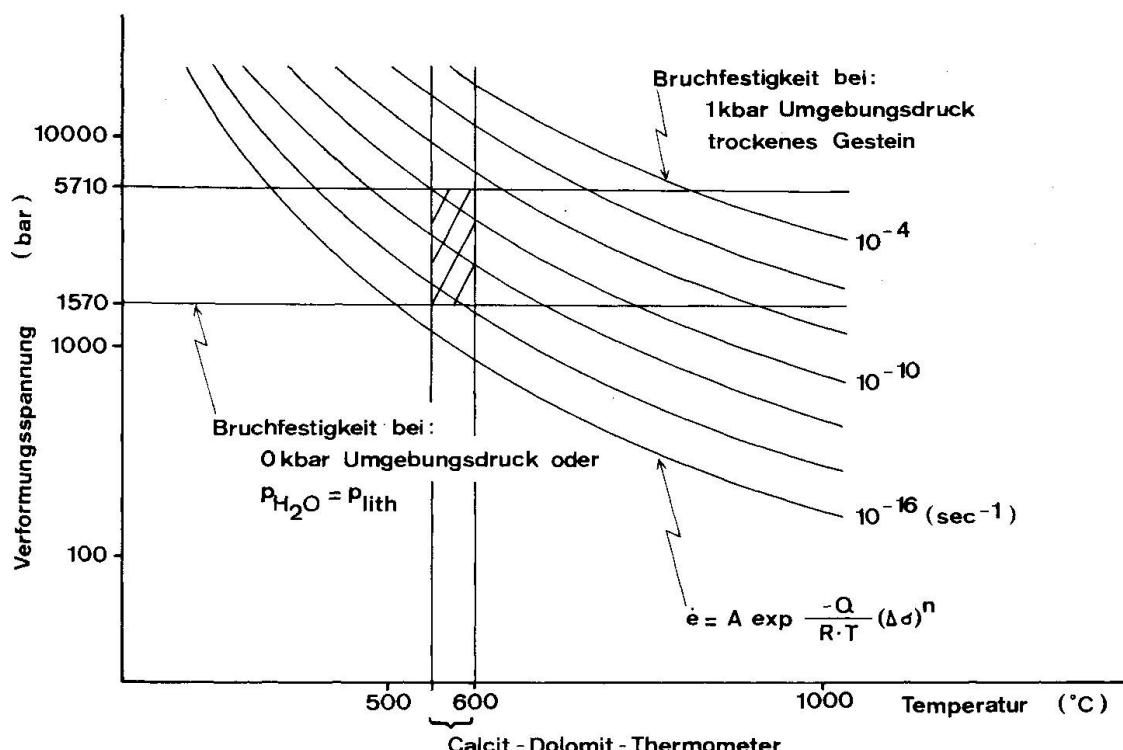


Abb. 1 Geologische Übersicht.

Der Umgebungsdruck im untersuchten Gebiet wird aus stratigraphischen Überlagerungen auf maximal 1 kbar geschätzt. Für den Porenflüssigkeitsdruck lassen sich leider keine quantitativen Aussagen machen, wobei aber mit Sicherheit ausgeschlossen werden kann, dass der Esinodolomit zur Zeit der Deformation völlig trocken war. Die Temperatur am Spröd/Duktil-Übergang wurde mit einem Calcit-Dolomit-Geothermometer nach RICE (1977) bestimmt und ergab Werte um 550–600 °C.

Wie aus Abb. 2 ersichtlich ist, resultieren aus diesem Modell Werte für die Verformungsrate von 10^{-9} bis 10^{-15} (sec^{-1}). Obwohl diese Werte durchaus im Bereich der Realität liegen, ist die Streuung doch enorm gross. Eine engere Eingrenzung ist aber nur möglich, wenn der Porenflüssigkeitsdruck genau bestimmt werden kann. Aber auch in diesem Fall liessen sich keine Aussagen über die Eindringgeschwindigkeit des Magmas machen, denn dazu wäre eine genaue Kenntnis der Anfangsgeometrie nötig.

Abb. 2 T- $\Delta\sigma$ -Diagramm mit verschiedenen Grenzwerten.

Literaturverzeichnis

- HANDIN, J. and HAGER, R. V. (1957): Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Tests at room temperature on dry samples. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull., vol. 41, pp. 1-50.
- HEARD, H. C. (1976): Comparison of the flow properties of rocks at crustal conditions. Phil. Trans. R. Soc. Lond. A283, pp. 173-186.
- RICE, J. M. (1977): Progressive metamorphism of impure dolomitic limestone in the Marysville aureole, Montana. Amer. J. Sci., vol. 277, pp. 1-24.

R. Sperlich (Basel): *Zur Geologie und Petrographie der Combin-Zone im Valle St. Barthélémy, Aosta*

Das kartierte Gebiet liegt nördlich der Dora Baltea, zwischen Valpelline und Valtournanche. Das Fehlen von Eklogiten, Pillow-Basalten und gabbroiden Gesteinen schliesst eine Zugehörigkeit zur Ophiolith-Zone Zermatt-Saas Fee aus.

Ultramafika bestehen aus Antigorit-Serpentiniten bis Ophikarbonaten, die randlich in mylonitierte Karbonat-Schiefer übergehen können.

Metabasika liegen heute als Prasiniten mit ovarditischer bis Epidot-reicher Ausbildung vor. Letztere führen neben den üblichen Grünschiefer-Mineralien auch reliktische Na-Amphibole (Glaukophan und Crossit). Diese werden von blau-grün- bzw. blass-grün-pleochroitischen Amphibolen synkinematisch im Wachstum abgelöst. EMS-Analysen ergeben folgende Bildungsabfolge: Glaukophan/Crossit → Fe-Barroosit → Fe-reiche Mg-Hornblende → Aktinolithische Hornblende → Aktinolith. Na und Al werden

dabei sukzessive von Ca und Mg ersetzt, während am Ende auch ein Tschermark-Austausch ($\text{Al Al} \rightarrow \text{Mg Si}$) stattfindet.

Glimmerschiefer besitzen sehr variable Anteile an Quarz und Calcit und zeigen wie die Prasiniten eine postkinematische Albisierung, hauptsächlich auf Kosten von Hellglimmern. Quarz-reiche Glimmerschiefer führen Granat und weisen Zwischenlagen von Mn-reichen Spessartin-Quarziten auf, die als Metaradiolarite betrachtet werden.

Eine *erste Deformationsphase* (D1) beginnt mit der Abscherung mesozoischer Sedimente mit Ophiolithfragmenten im nördlichen Südpenninikum und endet wahrscheinlich mit der Überschiebung der Dent-Blanche-Decke. Sie beinhaltet eine intensive Verschuppung der lithologischen Einheiten mit Ausbildung einer penetrativen Achsenoberflächen-Schieferung. Diese wird mikroskopisch definiert durch teilweise rotierten Epidot und synkinematisch eingeregt gewachsenen Phengit und Amphibol.

Nach einer postkinematischen statischen Rekristallisation von Quarz und Calcit folgt die Blastese poikilitischer Albite sowie die erste Bildung von Chlorit.

Danach legt eine *erste Rückfaltungsphase* (D2, Mischabel-Rückfalte) den ganzen Schuppenstapel in eine nach SW schliessende, liegende Grossfalte. Das rekristallisierte Gefüge wird – parallel zu einer fortschreitenden Chloritisierung – in Form von Parastärftältern deformiert.

Eine nur lokal erkennbare *zweite Rückfaltungsphase* (D3) äussert sich makroskopisch durch Wellungen und Runzelungen auf den Schieferungsflächen und zeigt im Mikroskop steilstehende, semiduktile Crenulations-Bänder. Ihre Messdaten weichen deutlich von D2-Lineationen und -Faltenachsen ab und implizieren einen Zusammenhang mit der Ausbildung der Vanzone-Antiform und der Simplon-Linie.

Sprödbrüche und Abschiebungen als Folge von spätalpinen Hebungsprozessen zeigen keine einheitlichen Richtungen.

Abschätzungen ergeben aufgrund textureller Beziehungen und EMS-Daten von Phengit und Amphibol eine Metamorphose mit Drücken bis 8 kb in der Anfangsphase. Nach einem Druckabfall werden in der Übergangszone zwischen Grünschiefer- und Amphibolitfazies Temperaturen von über 500 °C erreicht.

Mit Beginn des retrograden Verlaufs bilden sich postkinematisch Albit und erster Chlorit bei Temperaturen unter ca. 450 °C. D2 findet noch unter grünschieferfaziellen Bedingungen statt. Die Fluid-Zusammensetzung erweist sich zumindest für den retrograden Teil als sehr H_2O -reich.

St. Bernasconi (Zürich): Serpentinmetamorphose auf Elba

Die kontaktmetamorphe Aureole des Monte-Capanne-Granodiorites, welche nur als schmaler unterbrochener Ring um den Pluton erhalten ist, wird von ophiolithischen Gesteinen und ihrer sedimentären Auflage aufgebaut. In den Ultramatititen der vier erhaltenen Teilbereiche der Aureole war es möglich, unterschiedliche Metamorphosezonen auszuscheiden.

Im Gebiet von Fetovaia zeigen sie die Paragenesen (von schwach- zu hochmetamorph): Chrysotil / Lizardit-Antigorit-Chlorit, Antigorit-Olivin-Tremolit-Chlorit, Olivin-Talk-Tremolit-Chlorit.

In der Umgebung von Punta Nera-Punta Polveraia sind zwei Zonen unterscheidbar: eine äussere mit der Paragenese Olivin-Talk-Tremolit und eine innere mit der Paragenese Olivin-Magnesiocummingtonit-Tremolit±Anthophyllit. Im Monte-Perone-Gebiet findet sich die Paragenese Olivin-Talk-Tremolit.

Für die Ultramatitite der Zone von S. Piero war es möglich, die folgende metamorphe Evolution zu rekonstruieren:

1. Serpentinisierung des primären Peridotites und Rodingitisierung von basischen Gängen.
2. Hochgradige Kontaktmetamorphose, die zur Bildung der Paragenese Olivin-Magnesiocummingtonit-Tremolit-Chlorit \pm Enstatit \pm Anthophyllit führte. Chrysotil / Lizardit werden bei zunehmender Metamorphose in Antigorit umgewandelt. Dieser wird zersetzt, lange bevor Magnesiocummingtonit / Anthophyllit auftritt.
3. Retrograde Metamorphose, die zur Bildung von Serpentinpseudomorphosen nach Magnesiocummingtonit und Olivin geführt hat. Relikte aller Mineralien der Phase 2 treten mit Serpentin auf.

Es konnte gezeigt werden, dass Magnesiocummingtonit bzw. Anthophyllit mit Serpentin keine stabile Paragenese bilden. Serpentin, der mit diesen beiden Mineralien coexistiert, zeigt Tieftemperaturchemie (z.B. niedriger Al-Gehalt) und -struktur (Chrysotil / Lizardit). Umgekehrt zeigen Chlorite der Paragenesen unter 2. und 3. maximale Al-Gehalte, was einer Bildung bei hoher Temperatur entspricht.

Ch. Kapp, A.J. Hurford, M. Giger (Bern): *Neue Datierungen an Gerölle aus der südalpinen Molasse*

Im Rahmen der Diplomarbeit von Ch. Kapp wurden im wesentlichen die oligozänen bis miozänen Gonfolite Lombarda zwischen dem Lago Maggiore und Varese (Norditalien) bearbeitet. Im Vordergrund stand dabei die Untersuchung der Kristallinkomponenten dieser Nagelfluhablagerungen, insbesondere ihre Altersbestimmung. An Granodioriten und Tonaliten wurden K-Ar- sowie einige Fission-Track-Datierungen gemacht, die auf eine komplexe Entstehungsgeschichte der Alpen schliessen lassen. Unter dem Mikroskop annähernd identische Tonalite weisen teilweise alpine Glimmeralter auf (etwa 30 Ma), zeigen manchmal jedoch auch triassisches Alter (rund 220 Ma).

Es sollen Aspekte der Paläogeographie, des Herkunftsgebietes sowie neue Erkenntnisse über die Hebungsgeschichte des Bergeller Intrusivkomplexes diskutiert werden. Zudem werden einige Überlegungen über die Transportart, den Transportweg und die Ablagerungsbedingungen der Gerölle angestellt.

A. Peretti (Zürich): *Formation of sulfides and alloys during regional metamorphism, with remarks on the formation of natural shandite Ni₃Pb₂S₂*

The Malenco serpentinite has been affected by Alpine greenschist facies metamorphism. The Western part has also been overprinted by contact metamorphism related to the intrusion of the Bregaglia Tonalite.

Dehydration reactions caused by the prograde metamorphic events produced olivine, tremolite, talc, anthophyllite and enstatite assemblages (TROMMSDORFF and EVANS, 1972).

Furthermore alloys and sulfides have been reported from the Malenco body (DE QUERVAIN, 1963).

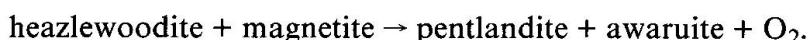
The present investigations revealed f(S₂)-f(O₂) buffer assemblages which are attributed to the regional metamorphism:

- (A) pentlandite-heazlewoodite-magnetite
- (B) pentlandite-awaruite-heazlewoodite-magnetite
- (C) pentlandite-awaruite-magnetite

Assemblage (C) is found only in the tectonically lowermost part of the Malenco serpentinite body, close to the contact with the "Lanzada Scermendone Unit". In contrast assemblage (A) occurs in the higher part of the body closer to the Margna nappe.

Assemblage (B) occurs rarely within a transition zone between (A) and (C). The Fe/Ni ratio in pentlandite increases continuously from (A) to (C).

Assemblage (A) occurs in diopside-antigorite-schists, whereas (C) is found in (brucite-)diopside-olivine-antigorite-schists. The progression from (A) to (C) is related to prograde metamorphism via a reaction such as:



Comparison of field, petrological and experimental data considering silicates, oxides, sulfides and alloys (ECKSTRAND, 1975; FROST, 1985 and KANEDA et al., 1986) reveals that prograde metamorphism was accompanied by a decrease in $f(\text{O}_2)$, as predicted by FROST (1985) and $f(\text{S}_2)$.

The rare mineral shandite ($\text{Ni}_3\text{Pb}_2\text{S}_2$) (RAMDOHR, 1950) has been discovered in serpentinite from Selva / Poschiavo (Switzerland). It is coexisting with the strongly reducing assemblage (C).

Comparably or even more reducing conditions seem to have been required for the formation of shandite at other localities, although the mechanism of formation varies:

- (1) *Trial Harbour, Tasmania* (RAMDOHR, 1950): during partial serpentinization of a dunite (RAMDOHR, 1967; FROST, 1985).
- (2) *Disko Island, Greenland* (ULFF-MOLLER, 1985): during cooling history of a basaltic dike and exsolution of a sulfide liquid.

Acknowledgements

I thank R. Frost for cooperative discussions and V. Trommsdorff for providing his sample collection from the Malenco. Funding for this project was provided by the Schweizerische Nationalfonds no. 2.601-0.85.

References

- ECKSTRAND, O. R. (1975): The Dumont serpentinite: a model for control of nickeliferous opaque mineral assemblage by alteration reactions in ultramafic rocks. *Econ. Geol.*, 70, 183-201.
- FROST, R. (1985): On the Stability of Sulfides, Oxides, and Native Metals in Serpentine. *J. Petrology*, 26, 1, 64-91.
- DE QUERVAIN, F. (1963): Die Erzmineralien des Serpentins von Selva-Quadrada (Puschlav). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 43, 295.
- KANEDA, H., TAKENOUCHI, S. and SHOJI, T. (1986): Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S System. *Min. Dep.*, 21, 3, 169-180.
- RAMDOHR, P. (1950): Über das Vorkommen von Heazlewoodit, Ni_3S_2 und über ein neues ihm begleitendes Mineral: Shandit $\text{Ni}_3\text{Pb}_2\text{S}_2$. *Sitz. Ber. Berl. Akad. Wiss.*
- RAMDOHR, P. (1967): A Widespread Mineral Association, Connected with Serpentinization. *N. Jb. Miner. Abh.*, 107, 3, 241-265.
- TROMMSDORFF, V. and EVANS, B. W. (1972): Progressive metamorphism of antigorite schists in the Bergell Tonalite aureole (Italy). *Amer. J. Sci.* 272, 423-437.
- ULFF-MOLLER (1985): Solidification History of the Kitlit lens: Immiscible Metal and Sulfide Liquids from a Basaltic Dyke on Disko, Central West Greenland. *J. Petrology*, 26, 1, 64-91.

M. Engi (Zürich): *Wie zuverlässig sind berechnete Mineralgleichgewichte?*

Berechnete Phasendiagramme sind nicht nur in der petrologischen Forschung unentbehrlich geworden, sondern werden vermehrt auch als Planungs-Grundlagen verstanden für Projekte der chemischen und radioaktiven Entsorgung.

Phasendiagramme lassen sich verstehen als Projektionen aus dem chemischen Potentialraum, welche den (geometrischen) Ort der minimalen Gibbs'schen freien Energie (G) abbilden auf eine Ebene von zwei (häufig intensiven) Parametern, z.B. Druck (P) und Temperatur (T). Es ist bekannt, dass schon relativ geringe Unterschiede in G (einer Phase) zu beträchtlichen Verschiebungen in den daraus errechneten Gleichgewichten führen können. Damit ergeben sich hohe Ansprüche sowohl an alle verwendeten thermodynamischen Grunddaten als auch an die eingesetzten Algorithmen.

Die Zuverlässigkeit berechneter Gleichgewichte lässt sich nur dann mit Methoden der Statistik und mathematischen Optimierung sinnvoll untersuchen, wenn

- (1) alle verwendeten thermodynamischen Grunddaten konsistent sind und
- (2) verifizierte und korrekt implementierte Algorithmen verwendet werden.

Die Forderung nach interner Konsistenz beinhaltet dabei nicht blos einheitliche Bezugsbedingungen und Referenzwerte für alle Komponenten und Phasen; verlangt wird zudem, dass allenfalls bei der Erstellung der thermodynamischen Datei eingesetzte Zustandsgleichungen (z.B. für das P-V-T-Verhalten von Fluids, für die T-Abhängigkeit der Wärmekapazität usw.) auch bei der Berechnung von Phasendiagrammen wieder verwendet werden. Bei Erfüllung all dieser Bedingungen, und nur dann, gilt folgendes:

- (3) Die berechneten Mineralgleichgewichte spiegeln die kumulierte Unsicherheit in der thermodynamischen Datei. Eine Fehlerfortpflanzung ist damit prinzipiell berechenbar, jedoch ist die Kovarianz-Matrix meist unvollständig bekannt.
- (4) Kalorimetrische Werte sind in fast allen Fällen von ungenügender Genauigkeit und bedürfen der Verfeinerung durch simultanen Einbezug experimentell und aus natürlichen Vorkommen bestimmter Phasenbeziehungen.
- (5) Eine gemäss (4) verfeinerte Datenbasis ist genau in dem Masse zuverlässig, als sie auch experimentelle Phasengleichgewichte reproduziert, die nicht zur Erarbeitung der Datei verwendet wurden.

Eine intern konsistente, optimierte thermodynamische Datei gesteinsbildender Minerale, mit zurzeit 12 Komponenten und > 110 Phasen, wird kurz vorgestellt. Die Datei basiert auf *allen* verfügbaren experimentellen Daten und wird seit 1981 laufend ausgebaut. Umfangreiche Tests mittels speziell entwickelter Software erlauben u.a. eine Evaluation verschiedener Approximationen, welche in gängigen Algorithmen vorkommen: Vernachlässigung von nicht-idealnen Lösungsverhalten (v.a. von Fluids), Annahme von P-T-invariantem Molvolumen von Mineralien usw.

Die sich ergebenden (systematischen!) Abweichungen auf einzelne Gleichgewichtskurven und namentlich auch auf die Topologie von Phasendiagrammen werden anhand ausgewählter Beispiele aufgezeigt.

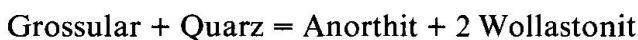
P. Wersin (Zürich): *Petrogenese von Kalksilikatparagenesen mit Granat und Plagioklas*

Ein neues Lösungsmodell für die Grossular-Andradit-Mischreihe wird aufgrund von Literaturdaten entwickelt und ergibt u.a. ein sehr zuverlässiges Geothermometer für Kalksilikatgesteine und Skarne.

Viele hochmetamorphe Kalksilikatfelse führen Grandit, welcher nur geringe Konzentrationen von nicht binären Komponenten enthält. Trotz dieser einfachen Zusammensetzung wurde dieses System petrologisch relativ wenig untersucht, im Gegensatz zur komplexeren Pyralspitreihe. Für den Austausch von Al und Fe(3+) wurde bis anhin ein meist ideales thermodynamisches Lösungs-Verhalten angenommen.

Publizierte experimentelle Daten sind jedoch nicht vereinbar mit einem idealen Modell; zudem zeigen Strukturarbeiten an natürlichen Granditen sowie geringe Exzessterme im Molvolumen qualitativ übereinstimmende Asymmetrie. Alle verfügbaren experimentellen Granditdaten (HOLDWAY, 1971; HUCKENHOLZ, 1981) wurden deshalb verwendet, um ein konsistentes, regulär asymmetrisches Margules-Modell zu kalibrieren. Daraus errechnete Aktivitäten für Grossular und Andradit weichen deutlich ab vom Molenbruch, was für einige petrologisch interessante Gleichgewichte Konsequenzen ergibt.

Die fluidunabhängige Reaktion:



wurde zum Beispiel in der Literatur mehrfach als Geothermometer verwendet, ohne geeignetes Lösungsmodell. Da die bei der Kalibrierung verwendeten Experimente genau die obige Reaktion betreffen, scheinen diese Daten besonders geeignet, unser Modell zu testen: so ist die Abweichung der aufgrund errechneter Isoplethen bestimmten Temperaturen gegenüber den experimentellen sehr gering (mittlere/maximale Abweichung: 3/15°C).

Das kalibrierte Geothermometer wurde nun für verschiedene Skarne aus den Kontaktaureolen der Bergeller und Adamello-Intrusion angewandt und mit anderen Thermometrie-Daten verglichen. Die Übereinstimmung ist im allgemeinen gut.

Wo die niedrig variante Paragenese Grandit-Qz-Plag-Woll unvollständig ist, ersetzt Calcit zumeist Quarz oder Wollastonit. In diesen Fällen erlaubt das Lösungsmodell die Berechnung einer Maximal- bzw. Minimaltemperatur und die Einengung des T-X(CO₂)-Bereichs.

Einige der in der Literatur für die niedrig variante Paragenese berechneten Gleichgewichtsbedingungen werden unter Verwendung des neuen Modells revidiert und die Resultate diskutiert.

Literaturverzeichnis

- HOLDWAY (1971): Contrib. Mineral. Petrol., vol. 37, 307–340.
HUCKENHOLZ et al. (1981): N. Jb. Mineral. Abh. 142/3, 223–247.

R. Krähenbühl (Bern): *Ar-Verlust an feinkörnigen künstlich erzeugten Biotit-Faktionen*

K/Ar-Datierungen an künstlich erzeugten Biotitfraktionen zwischen 0.4 µm und 250 µm zeigen eine Altersreduktion mit abnehmender Korngrösse.

Die unter Verwendung von Ethanol in der Achatmühle gemahlenen, mechanisch zerkleinerten Biotite verlieren nicht bloss ⁴⁰Ar radioogen, sondern auch gebundenes Kalium aus den Zwischenschichten. Durch den ca. doppelt so grossen ⁴⁰Ar rad-Verlust bezüglich Kalium wird das Alter erst beim Unterschreiten der 63-µm-Korngrösse signifikant verjüngt und erreicht bei der Korngrösse von 2 µm eine Altersreduktion von rund 10%.

Als Konsequenz sind Datierungen an Glimmerfraktionen kleiner 63 µm nur dann zu verwenden, wenn sie als natürliche Korngrössen im Gestein vorliegen. Dies unter spe-

zieller Berücksichtigung, dass in tektonisch bewegten Zonen feinkörnige Glimmer Produkte von zerscherten, ursprünglich grossgewachsenen Glimmern sein können und es sich nicht um Rekristallivate handelt.

A.J. Hurford und Chen Wen Ji (Bern): *Dating the Datong volcanics in North China; the new K-Ar-Standard*

The Datong volcanics are distributed chiefly on the east flank of the Datong Basin, on the borders of North Shanxi and Hebei Provinces in North China, and cover an area of some 50 km². Mineralogical and geochemical evidence indicates that alkali-basalts lie in the NW of the area, the basalts being interbedded with loess deposits, which are often baked at the contacts; the volcanism is also characterised by numerous cinder cones. Tholeiite basalts are found in the SE of the Datong Basin forming lava flows interbedded with Quaternary lacustrine deposits.

21 K-Ar ages measured on whole-rock basalt samples gave a range of ages from 0.822 to 0.227 Ma with no clear distinction in age between the alkali-basalts and tholeiites. A major period of volcanism is indicated at 0.3 to 0.4 Ma. Reproducible ages on a single alkali-basalt sample from Hao Tian Si prompted the preparation of 25 kg of whole-rock standard BB-6 for inter-laboratory comparison of analysis of young, low potassic samples. Results of K-Ar analyses of different grain size fractions and different sample weights of BB-6 demonstrate the 60–80 mesh size and sample weights of 1 g to yield the most reproducible results. Analysis of 16 aliquots of the divided crushed sample BB-6 produced highly reproducible results with a mean age of 0.441 ± 0.013 Ma. Separation and analysis of olivine phenocrysts from 1 aliquot of BB-6 produced an age of 2.93 Ma with a potassium content of 0.15%; such a radiogenic argon content provides clear evidence of excess or inherited argon and indicates that a more accurate estimate of the age of eruption may be obtained by removal of the phenocrysts from the crushed alkali-basalt sample. Independent analysis of BB-6 by 6 western laboratories has yielded very similar results with a mean $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ volume of 0.295×10^{-7} cm³STPg⁻¹ and a mean age of c. 450 Ma, supporting the initial Berne results.

A larger 200 kg sample, BB-24 collected from the same locality as BB-6 at Hao Tian Si, has shown similar good reproducibility with a mean age of 0.425 ± 0.021 Ma. Olivine phenocrysts were removed from the crushed BB-24 sample to increase homogeneity and remove the probable excess argon contamination. The mean BB-24 age is virtually identical with the single result of 0.426 ± 0.030 Ma for the olivine-free matrix from BB-6. Highly reproducible results from BB-24 indicate it to be of considerable value for controlling calibration both within and between laboratories for young, low-potassic samples: dating of such samples has a particular importance not only in stratigraphic applications, but also in archaeological and hominid studies, and in Quaternary mineral and hydrocarbon exploration. Aliquots of BB-24 are available from the Berne or Beijing laboratories.

N. Seifert (Bern): *Geochronologische Untersuchungen an Basement-Gesteinen am Südrand des Damara-Orogen (Namibia)*

Im Bereich zwischen dem Grossen Gamsberg und der Farm Göllschau am unmittelbaren Südrand des Damara-Orogen wurden verschiedene Basement-Intrusiva mit K-Ar-, Rb-Sr- und Spaltspurdatierungen bearbeitet.

Für den Gamsberg-Granit, den Weener-Tonalit, die Göllschau-Granitgneise und einige Aplite ergeben die Rb-Sr-Gesamtgesteinsaltersbestimmungen nur unzuverlässige Isochronen im Sr-Entwicklungsdiagramm. Unter Berücksichtigung der vier Grossproben von über 40 kg ergibt sich für den Gamsberg-Granit eine mögliche Referenzgerade von 1190 ± 23 Ma mit einem initialen Sr-Verhältnis von 0.70265 ± 0.00117 , die drei Aplite definieren eine Gerade von 926 ± 21 Ma bei einem hohen Sr-Initial von 0.72146 ± 0.00545 . Die drei grössten Proben des Weener-Tonalits ergeben eine Gerade mit einem Alterswert von 1560 ± 100 Ma und einem initialen Sr von 0.70514 ± 0.00139 , die Göllschau-Granitgneise zeigen deutlich eine Post-Damara-Beeinflussung des Gesamtgesteinssystems an. Die K-Ar- und Rb-Sr-Altersbestimmungen an verschiedenen isolierten Mineralphasen liefern Alter zwischen 384 und 560 Ma. Für die Biotite ist das System Rb-Sr generell stärker verjüngt als das System K-Ar. Die Verjüngung der Rb-Sr-Biotitalter geht einher mit einer Zunahme des Gehaltes an gewöhnlichem Sr, für die K-Ar-Biotitalter ergibt sich analog dazu mit abnehmendem Alter eine starke Zunahme der Luftpargon-Komponente. In Bereichen des folierten Gamsberg-Granits konnte partiell ein erhöhtes $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ -Verhältnis in Biotiten nachgewiesen werden.

Es wird angenommen, dass mehrere aufeinanderfolgende Ereignisse mit starkem Fluid-Durchsatz das Basement im Zeitraum zwischen 500 und 360 Ma beeinflusst haben. Vielleicht wird hier die Auswirkung eines frühkaroo-zeitlichen Magmatismus im Zusammenhang mit der Zerstückelung des Gondwana-Kontinents registriert. Zwei Zirkon-Spaltspuralter von 359 und 372 Ma bestätigen ein Post-Damara-Ereignis.

U. Haudenschild (Bern): *K-Ar-Alter an den Kareliden Mittelfinnlands*
(Vortrag ausgefallen.)

R. Kündig (Zürich): *Gneisdome im NW-Himalaya*

Im NW-indischen Teil der jungen Gebirgskette des Himalaya sind zwischen dem Kashmirbecken und dem Zanskartal / Ladakh die tiefsten Partien des Higher Himalaya aufgeschlossen. Dieses Gebiet zeigt in bezug auf Deformation und Metamorphose Besonderheiten. Mehrere granitoide Körper bilden domartige Aufwölbungen, welchen auch eine penetrative Hauptschieferung in den überlagernden, präkambrisch-paläozoischen Metasedimentserien folgt.

In einem Horizontalschnitt zeigen sich grosse regionale Unterschiede in der Art und Ausbildung der Gneisdome. Das zentrale, tiefste Stockwerk des Higher-Himalaya-Kristallins ist durch mehr oder weniger konzentrische Gneisdome mit allseitig umlaufender Schieferung gekennzeichnet. Gegen Norden zeichnet sich ein Übergang zu langgezogenem Falten- und Deckenbau ab, der schliesslich von einem Schuppenbau in den obersten Stockwerken abgelöst wird. Der unterschiedliche Deformationsstil entsteht als Folge der Überlagerung der primären Geometrie der granitoiden Intrusionen (präkambrisch) mit synmetamorphen Bewegungen während der miozänen Regionalmetamorphose.

Untersuchungen über Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation an den weitverbreiteten semipelitischen Gesteinen zeigen eine Mehrphasigkeit der Regionalmetamorphose. Das in einer druckbetonten Phase mit Disthen und Staurolith entstandene Gefüge wird in einer späteren, mehr temperaturbetonten Phase durch Biotit und fibrolitischen Sillimanit überwachsen. Der Bereich der domartigen Aufwölbungen fällt zusammen mit dem höchstgradigen Hof der Regionalmetamorphose, welcher eine ähnliche Form wie in den Zentralalpen (Lepontin) besitzt. Der Metamorphosegrad er-

reicht den Bereich der oberen Amphibolitfazies mit beginnender Anatexis. In der zentralen Domregion herrschen Migmatite vor.

In bezug auf die Deformation zeigt sich ein synmetamorphes Ereignis von duktilem Charakter in den tieferen Stockwerken, wogegen die oberen Stockwerke syn- bis postmetamorphe Deformationen zeigen. Als Folge der während der Regionalmetamorphose vorherrschenden NE-SW-Kompression (Kollision Indien/Eurasien, Krustenverdickung) hat sich hier der zentrale Bereich des Higher Himalaya relativ zu den nördlicheren Partien gehoben. Der Bewegungssinn syn- oder postmetamorpher Abschiebungen (dextral) widerspiegelt dieses Ereignis.

D. Vuichard (Bern): *Poster: 4th August 1985 – Langmoche Flash-Food Khumbu Himal, Nepal*

A. Stäubli (Zürich): *Inverse Metamorphose am Main Central Thrust (NW-Himalaya)*

Der bekannte *Main Central Thrust* (M.C.T.) im Himalaya, eine intrakrustale, duktile Scherzone, ist durch kollisionsbedingte, südvergente Stapelung (Überschiebung) innerhalb der indischen Platte entstanden. Die bereits hochmetamorphen Lithologien des *Higher Himalaya* verursachten in den unterschobenen «kalten» Sedimenten des *Lesser Himalaya* die Bildung einer *Inversen Metamorphose*.

Die Feldarbeiten im NW-Himalaya konzentrierten sich auf ein 30 km langes, SSW-NNW streichendes Profil von Atholi im *Kishtwar-Fenster*, Lesser Himalaya, in Richtung des Hauptkammes, in den Higher Himalaya. Neben Meta-Psammiten, granitischen Gneisen und einigen Amphiboliten bilden Meta-Pelite den Hauptanteil der Lithologien.

Im Bereich der M.C.T.-Zone des Kishtwar-Fensters wurde folgende, inversmetamorphe Abfolge von Metapelit-Paragenesen gefunden:

Norden	- Biotit-Sillimanit / Migmatite
	- Bio-Granat-(Sta)-Disthen-Sillimanit
Higher Himalaya	- Bio-Gar-Staurolith-Disthen
M.C.T.	
Lesser Himalaya	- Chlorit-Biotit-Granat
	- Chlorit-Biotit
Süden	- Chlorit-Serizit

Diese Mineralzonen verlaufen konkordant zu den Strukturen des M.C.T. bzw. zur Hauptschieferung.

Strukturelle Beobachtungen und Mikrosonden-Analysen dieser Paragenesen erlauben eine Unterteilung der «inversen» Metamorphose in mindestens drei Phasen:

1a) Prograde, druckbetonte Regional-Metamorphose im Higher Himalaya bis obere Amphibolit-Fazies. (Nur über dem M.C.T.) Ausbildung der Hauptschieferung (NE bis ENE fallend), zum Teil mit Isoklinalfalten (F1), NNW-SSE streichend, Formung von Gneisdomen.

1b) Syn-M.C.T.-Metamorphose:

- über dem M.C.T.: Druckentlastung und/oder Temperaturanstieg im Higher Himalaya: Disthen II, Fibrolit / Sillimanit überwächst Disthen; komplex zonierte Granat-Anwachsränder in basalen Teilen des Higher Himalaya. Penetrative cm-km-Falten (F2), ~ ESE-WNW streichend, parallel dazu verlaufende Intersektions-Lineation und Mineralwachstum (Disthen, Staurolith), resultieren aus der Überschiebungsbewegung.

- Unter dem M.C.T.: Eine invers-prograde Zonierung äussert sich im unterschobenen Lesser Himalaya mit Mineralneubildungen: Prograd-zonierte und oft auch rotierte Granatkörner koexistierend mit Chlorit / Biotit. Überprägung bereits existierender F1-Falten mit F2, v. a. im M.C.T.-Bereich.
- 2) *Retrograde Metamorphose* in GS-Fazies und tiefer:
 - Generelle Abkühlung durch Hebung verbunden mit Abscherungen gegen Norden im Higher Himalaya (Zanskar, R. KÜNDIG) und Erosion: retrogradzonierte Granatanwachsränder, Chlorit in Granatrissen.
 - Duktile Scherbewegungen werden in der M.C.T.-Zone und im Lesser Himalaya durch Chlorit-, Serizit- oder Quarz-Mikroscherzenen angezeigt. Spätere, spröde Bewegungen am M.C.T. sind häufig (z. B. Rutschharnische).

C. Exkursion

Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Binntal und an die Grimsel.

6.–8. Oktober 1986

(7./8. Oktober gemeinsam mit der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft)

Teilnehmer

A. Arraza, Buttes (NE), (2)
 C. Boss, Neuchâtel (2-3)
 A. Burkhard, Basel (1-2)
 G. Burkhard, Bern (1-3)
 M. Delaloye, Genf (1-3)
 J. Dollinger, Bern (2-3)
 W. Engel, Bern (1-3)
 H. Fischer, Basel (2-3)
 W. Flück, Basel (2-3)
 A. Geering, Muri (1-3)
 Chr. Gerber, Bern (2)
 M. Giger, Bern (1-3)
 H. Hirt, Dulliken (1-3)
 H. Hurter, Niedererlinsbach (1-3)
 L. Jemelin, Basel (2-3)
 R. Jordi, Herrenschwanden (2-3)
 H. Krumm, Frankfurt (1-3)
 B. Kübler, Neuchâtel (1-3)
 N. Liszkay, Bern (2-3)
 A. Matter, Bern (2-3)
 Frau Chr. Merz, Neuchâtel (2)
 Herr und Frau E. Nickel, Fribourg (1-3)
 J. Nievergelt, Zürich (1)
 Frau C. Rollé, Basel (1-3)
 W. Rothmayr, St-Légier (1-3)
 B. Smit, Wettingen (2-3)
 Frau B. Stalder, Muri (1-3)
 M. Weibel, Zürich (1-3)
 Herr und Frau P. Zuidema, Davos (1-3)

Leiter

R. Biedermann, Bern (3)
 R. Collet, Innertkirchen (3)
 S. Graeser, Basel (1-3)
 H. R. Keusen, Zollikofen (2)
 W. Oberholzer, Zürich (1-3)
 U. Schaltegger, Bern (3)
 F. Schenker, Bern (3)
 H. A. Stalder, Muri (1-3)
 U. Weidmann, Baden (2)

6. OKTOBER: BINNTAL - GOMS

Führung: *S. Graeser* (Basel) und *W. Oberholzer* (Zürich)

Die Exkursion startete um 9.30 Uhr in Bern. Ein Autobus brachte die Teilnehmer durch den Lötschbergtunnel ins Binntal. So war es möglich, das erste Picknick bei strahlendem Wetter, neben der Mineralfundstelle Lengenbach, einzunehmen. Leider war die anschliessende Besichtigung der Grube durch einen Helikopter, der über die Köpfe der Teilnehmer hinweg ständig Lawinen-Holz zu Tale flog, etwas beeinträchtigt.

Die Mineralfundstelle Lengenbach

von *Stefan Graeser*

Nach einer Busfahrt von Bern via Lötschberg-Tunnel bis zum Weiler Feld im Binntal erreichten wir nach einem Fussmarsch von ca. 20 Minuten die auf 1660 m ü. M. gelegene Fundstelle Lengenbach. Die Pb-Cu-Ag-Tl-As-Sulfid-Vererzung im weissen Trias-Dolomit stellt sicher eines der interessantesten Mineralvorkommen der Alpen dar: die räumlich sehr beschränkte Fundstelle ist die Typlokalität von über 20 verschiedenen Mineralarten (vgl. auch GRAESER, 1975). Hauptmotiv für diesen Besuch der Fundstelle waren aber für einmal nicht die seltenen Lengenbacher Mineralien, sondern die Tatsache, dass in näherer Zukunft umfangreiche Veränderungen an der Abbaustelle vorgenommen werden.

Bekanntlich wird das Mineralvorkommen seit 1958 durch die «Arbeitsgemeinschaft Lengenbach» (verschiedene schweizerische Museen, Universitäts-Institute und Private) zu wissenschaftlichen Zwecken ausgebeutet; die gefundenen Mineralien werden untersucht und bearbeitet und gelangen zum grossen Teil in die Sammlungen dieser Museen. Bis Ende der siebziger Jahre war dieser Aktivität jeweils eine mehr oder minder erfolgreiche Ausbeute beschieden, danach stellten sich aber ständig wachsende Schwierigkeiten ein. Ein Problem erwuchs aus der Abbauart im Tagebau – die Grube wurde immer tiefer, und die Wände erreichten teilweise Höhen von über 20 Meter, was – speziell infolge tektonischer Vertikalstellung der Dolomitschichten – für Arbeiter und Besucher in der Grube eine ständig zunehmende Bedrohung durch herunterfallende Blöcke bedeutet. Seit Beginn der achtziger Jahre wurde ausserdem die Mineral-Ausbeute immer unattraktiver, sowohl bezüglich Qualität als auch Quantität. Vor allem die interessantesten (Arsen-reichen) Sulfosalze fehlten praktisch völlig. Diese unerfreuliche Tatsache kam übrigens nicht ganz unerwartet; sie steht in völliger Übereinstimmung mit den Resultaten einer Kernbohrungs-Untersuchung (durchgeführt 1964/65 – vgl. GRAESER in STALDER et al., 1969), die eine solche Verarmung am Mineralgehalt mit zunehmender Tiefe prognostizierte. Für die «Arbeitsgemeinschaft Lengenbach» drängte sich daher allmählich die Entscheidung auf, entweder den Mineralabbau einzustellen oder auf ein völlig neues Verfahren umzustellen. Man einigte sich schliesslich darauf, Voruntersuchungen für eine eventuelle Fortsetzung der Abbautätigkeit in östlicher Richtung vorzunehmen (Sprengseismik zur Abklärung der Moränenmächtigkeit über dem Dolomit, eventuell Kernbohrungen). Vielleicht vorentscheidende Wirkung hatte dann jedoch die Entdeckung von drei neuen Mineralarten, die 1986 in schneller Aufeinanderfolge bestimmt wurden und die alle aus einem Sturzblock aus genau der projektierten neuen Abbauzone stammten! (GRAESER, 1987). Da die drei neuen Mineralien die Begutachtung durch die «Commission on New Minerals and Mineral Names, I. M. A.» noch nicht hinter sich haben, sollen hier nur einige wenige Angaben dazu bekanntgegeben werden. Es

sind alles Thallium-Arsen-Sulfide (zwei davon sind inzwischen schon synthetisch hergestellt worden), überraschend ist vor allem die Tatsache, dass dabei Quecksilber (Hg) und Zinn (Sn) als Hauptbestandteile in der chemischen Zusammensetzung erscheinen; beide Elemente fehlten bisher im Lengenbach völlig – einzig bei Spurenanalysen an Zinkblenden aus dem Dolomit des Binntals wurden geringe Mengen an Hg und Sn nachgewiesen (GRAESER, 1969).

Das erste Auftreten der Elemente Sn und Hg in Lengenbach-Mineralien könnte für die Zukunft recht vielversprechende Perspektiven eröffnen. Da die neuen Mineralien aus einer viel höher gelegenen Zone im Dolomit stammen als die seit 1958 gefundenen Mineralien und vielleicht sämtliche früher gemachten Funde (da der Dolomit in der bisherigen Fundstelle stark erodiert ist), könnten in dem projektierten (höher gelegenen) Abbau-Gebiet zukünftig Sulfosalz-Mineralien gefunden werden, die sich chemisch wesentlich unterscheiden von den bisherigen Lengenbacher Mineralien. Es sei hier auch noch erwähnt, dass der von Josef Imhof 1945 gefundene «Riesen-Realgar» ($5 \times 4 \times 2$ cm, 95 g) ebenfalls aus den höchstgelegenen Partien stammt.

Literaturverzeichnis

- GRAESER, S., (1969): Minor elements in sphalerite and galenas from Binnatal. Contr. Mineral, Petr. 16, 45–50.
- GRAESER, S. (1975): Die Mineralfundstelle Lengenbach, Binntal. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55, 143–149.
- GRAESER, S. (1987): Rapport über die drei neuen Mineralien an die «Commission on New Minerals and Mineral Names, I.M.A.».
- STALDER, H. A. et al. (1969): Die Mineralfundstelle Lengenbach im Binnatal. Jb. Nat. Hist. Mus. Bern 1966–68, 235–316.

Mineralogisch-Petrographische Aufschlüsse im Goms

von *Walter F. Oberholzer*

Übersicht

Das Rhonetal zwischen Oberwald und Mörel liegt im Bereich der Garvera-Urseren-Furka-Zone (SPICHER, 1980), meist kurz als Urseren-Zone bezeichnet; TRÜMPY (1980) betrachtet sie als Subduktionszone. Nördlich dieses Rhonetalschnittes liegt das Aarmassiv, südlich davon das westliche Gotthardmassiv, heute meist als Deckenstirn interpretiert.

Untersuchungen im Rhonetal zwischen Niederwald und Grengiols in den fünfziger Jahren (ZBINDEN, 1950; OBERHOLZER, 1955) zeigten, dass die Urseren-Zone nicht eine einfache stratigraphische Serie steilstehender permischer bis jurassischer Sedimente darstellt, es treten darin z. B. auch altkristalline Gesteine auf (Westliches Gomser Zwischenmassiv), siehe auch Abb. 1 und 2.

Ob in dieser Region auch permische Sedimente nördlich und südlich des Mesozoiiks der Urseren-Zone unterschieden werden können wie in der Gegend von Obergestelen (OSCHIDARI, 1986), ist noch nicht sicher.

Die Exkursion führt zu drei Aufschlüssen, die ein petrographisch-tektonisches Studium beidseits der Talstufe von Fiesch erlauben:

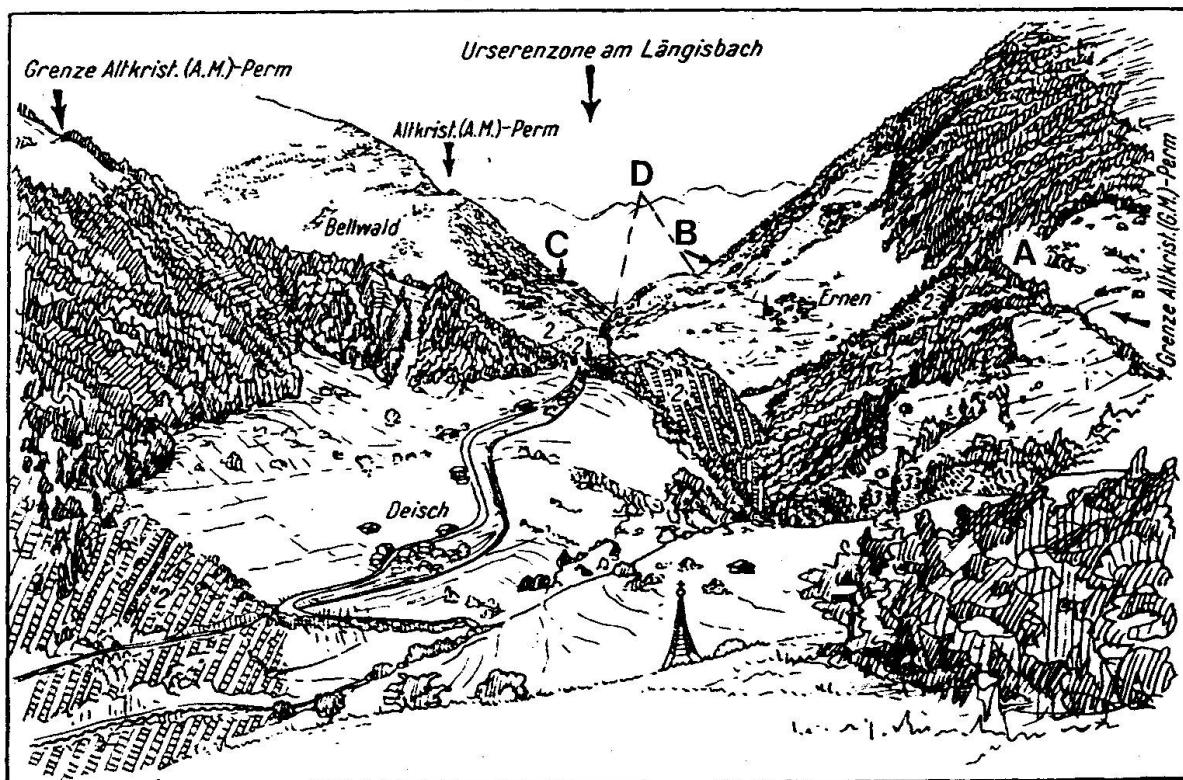


Abb.1 PETER ZBINDEN (1950): Ansicht von Pt. 1081 SW Grengiols talaufwärts. 2 = Perm, in der linken untern Bildecke vorwiegend als Quarz-Phyllit und Chlorit-Sericit-Phyllit, ebenso auf dem Plateau von Lax (Bildmitte). Oberhalb der Mitte (Felsriegel zwischen Fiescher- und Rhonetral) und rechts im Bilde (Felsriegel zwischen Rhone und Binna) vorwiegend als Psephit. 3 = Trias. Zeichnung nach Natur.
A: Am Wasen, B: Rufibach, C: Fürgangen, D: westliches Gomser Zwischenmassiv.

1. AM WASEN (653.35/137.3, 1250 m)

Kontakt des Altkristallins des Gotthardmassivs mit permischen Sedimenten der Urseren-Zone.

Gotthardmassiv: Biotit-Plagioklas-Gneise der nördlichen Paragneiszone, z.T. chlorithaltig. In der Nähe des Kontakts stark verschiefert, weiter gegen E massiger werdend. Auffallend die Steilstellung, gegen NE fallen diese Gesteine gegen SE ein.

Urseren-Zone: Permische Sedimente, vorwiegend Psammite mit dm-mächtigen Psephitlagen, unregelmäßige Sedimentation. Komponenten der Konglomerate sind hauptsächlich Quarzite, (Aplite), Keratophyr (dunkel, meist ausgefranst), alle Komponenten sind deformiert. Grünschieferfacies, Neubildung von Chlorit und Epidot.

2. STEINHAUS, PROFIL RUFIBACH (Brücke bis ca. 1380 m)

Nur bei gutem Wetter, Steinschlaggefahr!

Schlechtwettervariante: Bettulbach gegenüber Niederwald (von Niederwald in 10 Minuten erreichbar, ähnliches Profil).

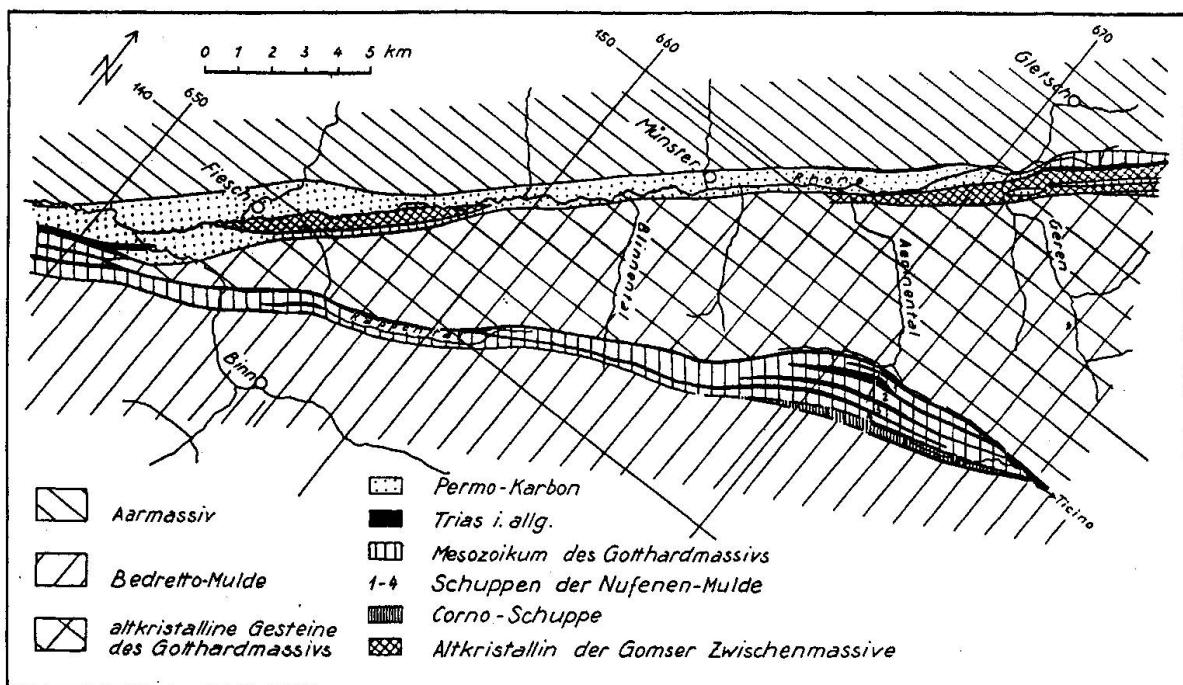


Abb.2 OBERHOLZER, 1955 (Abb. 5): Tektonische Übersicht der Sedimentthüllen des westlichen Gotthardmassivs, 1:200000.

Ob in dieser Region auch permische Sedimente nördlich und südlich des Mesozoikums der Urseren-Zone unterschieden werden können wie in der Gegend von Obergesteln (OSCHIDARI, 1986), ist noch nicht sicher.

Westliches Gomser Zwischenmassiv: 300 m ab Brücke Biotit-Plagioklas-Gneise (linke Seite Rufibach) und Mischgneise mit K-Feldspat-Pophyroblasten (rechte Seite).

Grünschiefer-Zone (Zone von Mühlbach): ca. 200 m

- nach dem Kontakt mit dem Altkristallin: 10 m Sericitschiefer und schwarze, biotithaltige Schiefer,
- bei 1350 m: Chloritschiefer mit Hornblende-Porphyrblasten,
- anschliessend Wechsellagerung von Chlorit-Sericitschiefern, karbonatreiche Epidot-Chlorit-Schiefer, Chloritoid-Schiefer (besonders schön bei ca. 1380 m),
- oberhalb ca. 1400 m folgen die Gesteine des Gotthardmassivs (Biotit-Plagioklasgneise, Mischgneise, Zweiglimmer-Alkalifeldspatgneise und Amphibolite).

Die Grünschiefer-Zone ist nur alpin metamorph (obere Grünschiefer-Facies), es dürfte sich um permische bis mesozoische Sedimente handeln.

3. FÜRGANGEN (Abzweigung Strasse nach Bellwald)

Urseren-Zone: Permische Ablagerungen.

Nach ZBINDEN (1950) kann man an dieser Lokalität neben Psephiten, Psammiten und Phylliten auch Keratophyre und Tuffe des permischen Sedimentverbandes beobachten.

- Psephite: in einem Zement von Quarz, Albit, Sericit, Chlorit und Karbonat finden sich Komponenten von Granit, Gneis, Aplit, Keratophyr, Quarzit.
- Psammite und Phyllite: Übergänge von Konglomerat zu diesen Typen meist unscharf. ZBINDEN unterscheidet Arkosen, oft mit Karbonatporphyroblasten; Quarz-

Phyllite (grünlich-grau mit Muskowit-Biotit-Chlorit-Lagen); Kalk-Epidot-Schiefer, keratophyrhaltig; Sericit-Biotit-Phyllite und Chlorit-Sericit-Phyllite, grünblaue dichte Gesteine, karbonathaltig.

- Keratophyre: blau-violette, dichte Gesteine. Hauptgemengteil Albit, Hämatit-haltig bis mächtig.

- Tuffe: überwiegend aus Keratophyrsbstanz aufgebaut. Typisch für Lokalität Für-gangen: blau-violette, kleinere und grössere Linsen, Epidot-Porphyroblasten.

Die alpine Metamorphose schliesst sowohl Stoffumsatz wie mechanische Deforma-tion ein. Schieferungsrichtung und ursprüngliche Sedimentation sind meist verschieden.

Literaturverzeichnis

OBERHOLZER, W.F. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 35, 320–409.

OSCHIDARI, H. (1986): Mineralogisch-Petrographische und geochemische Untersuchungen am Süd-rand des Aarmassivs zwischen Oberwald und Ulrichen. Diplomarb. Bern.

SPICHER, A. (1980): Tektonische Karte der Schweiz, 1:500 000. Schweiz. Geologische Kommission.

TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland – a guide-book, Part. A. Schweiz. Geologische Kom-mission – Wepf & Co., Basel.

ZBINDEN, P. (1950): Geologisch-Petrographische Untersuchungen im Bereich südlicher Gneise des Aarmassivs (Oberwallis). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 29 (1949), 221–356.

Topographische Karte: Aletschgebiet, 2516, 1:25 000. Bundesamt für Landestopographie.

Nach Einbruch der Dunkelheit führte der Autobus die Teilnehmer über die Grimsel ins Hotel Handeck. Einige fuhren gleich weiter nach Guttannen und besichtigten noch das «Kristallmuseum» von Guttannen (Eigentümer Ernst Rufibach), das eine einmalige Sammlung von alpinen Kluftmineralien aus der Region Oberhasli besitzt. Gleichzeitig holte der Autobus in Meiringen Mitglieder der Schweizerischen Geologischen Gesell-schaft ab, die das Exkursionsprogramm der nächsten zwei Tage bestreiten wollten. Im Hotel Handeck gab es schliesslich ein spätes Nachtessen; hier wurde auch übernachtet.

7. OKTOBER: FELSLABOR NAGRA UND MINERALKLUFT GRIMSEL

Führung: *H.R. Keusen* (Geotest, Zollikofen), *U. Weidmann* (Nagra, Baden) und *H.A. Stalder* (Bern)

Der ganze Vormittag war dem Besuch des Felslabors Grimsel der Nagra gewidmet. Dieses liegt am Zugangsstollen der Kraftwerke Oberhasli zum Umwälzwerk Grimsel II. Im Zentralbereich des Labors wurden die Teilnehmer zuerst über Sinn und Zweck des ganzen Unternehmens orientiert, anschliessend folgten diskussionsreiche Besichtigun-gen der Laborstollen und nach dem Mittagessen im Hotel Grimsel Hospiz auch noch geologische Besichtigungen von aussen.

Das Nagra-Felslabor Grimsel
von *H. R. Keusen und U. Weidmann*

1. EINLEITUNG

Anlässlich des Besuchs des FLG wurden die laufenden Untersuchungsvorhaben vorgestellt und über neuere Ergebnisse der geologischen Untersuchungen berichtet.

2. DAS FLG: ZWECK, ZIEL UND REALISATION

2.1. Zweck des Felslabors

Wie dies auch im Projekt Gewähr 1985 nachzulesen ist, sieht die Nagra die Endlagerung radioaktiver Abfälle in möglichst dichten Gesteinsformationen vor.

Daher sind sicherheits- und bautechnisch relevante felsmechanische Kennwerte des Wirtgesteinsskörpers, aber auch die Ausdehnung des nutzbaren Wirtgesteinssvolumens und die Lage der layoutbestimmenden Störungszonen von Bedeutung. Von ausschlaggebendem Einfluss sind zudem die hydrogeologischen Verhältnisse im Nah- und Fernfeld der Endlager, bestimmen sie doch weitgehend die Vorgänge bei der potentiellen Freisetzung von Radionukliden aus den Endlagerbehältern und die Mechanismen und Prozesse beim Transport der Radionuklide durch die gestaffelten Sicherheitsbarrieren und die Geosphäre.

Bereits liegen entsprechende Untersuchungsergebnisse aus verschiedenen Felslabors vor. So sind insbesondere in der stillgelegten Eisenerzmine im schwedischen Stripa – innerhalb eines nationalen Projekts, an dem sich auch die Nagra beteiligt – grundlegende Daten zum Verständnis sowohl des Nuklidtransports im kristallinen Gestein als auch der Wirkung technischer Sicherheitsbarrieren erarbeitet worden. Viele dieser Daten sind nicht standortspezifisch. Trotzdem ergibt sich die Notwendigkeit, die verschiedenen, vor allem schwedischen Forschungsresultate aus der Sicht anderer geologischer Verhältnisse durch eigene Feldarbeiten zu überprüfen, durch eigene Fachleute das diesbezügliche Know-how zu erarbeiten und das Instrumentarium und die Verfahren zu entwickeln und auszutesten.

2.2. Generelle Ziele des Felslabors

Die generellen Ziele der Untersuchungsvorhaben im Felslabor Grimsel lassen sich wie folgt zusammenfassen:

- Überprüfung der ausländischen Forschungsergebnisse bezüglich ihrer qualitativen und quantitativen Übertragbarkeit auf die spezifischen geologischen Verhältnisse der potentiellen Endlagerstandorte in der Schweiz,
- Durchführung spezifischer Untersuchungen, die sich aus den besonderen Gegebenheiten des Nagra-Endlagerkonzeptes aufdrängen,
- Aufbau von Know-how auf allen Ebenen (Planung, Ausführung und Interpretation) der Untergrunduntersuchungen in den verschiedenen Experimentierbereichen und
- Erwerb praktischer Erfahrung in der Entwicklung, Erprobung und im Einsatz von geeigneten Messverfahren mit dem entsprechenden Instrumentarium.

2.3. Realisation des Felslabors

Für die Endlagerung hochaktiver Abfälle untersucht die Nagra das kristalline Grundgebirge in der Nordschweiz. Es lag somit nahe, für das geplante Felslabor Ausschau zu halten nach einem möglichst leicht zu erschliessenden kristallinen Gebirgskörper von guter Qualität und zonenweise unterschiedlichen, den einzelnen Untersuchungszielen angepassten Eigenschaften.

Die Nagra hat zu diesem Zweck verschiedene Möglichkeiten für einen Laborstandort in Granitgebieten der Alpen in der Nachbarschaft bestehender Kraftwerkstollen und -kavernen untersucht. Im Herbst 1980 wurden aus dem Hauptzugangsstollen von der Gerstenegg zur Kraftwerkzentrale Grimsel II der KWO (Kraftwerke Oberhasli AG) sechs horizontale Sondierbohrungen von je 100 Metern Länge in das Gebirge westlich des Stollens vorgetrieben.

Aufgrund der positiven Ergebnisse der petrographischen, felsmechanischen und hydrogeologischen Voruntersuchungen in diesem Felsgebiet wurde das Felslabor in der in Abb. 1 gezeigten Art ausgelegt und die Detailplanung der einzelnen Untersuchungsvorhaben aufgenommen.

Das Felslabor besteht aus einem System von insgesamt über 900 Meter Stollen von 3,50 Meter Durchmesser, mit verschiedenen Stollenästen und Kavernen für die einzelnen Versuche. Der zentrale Bereich (ZB), ein zweistöckiges, in einer Kaverne von 30 Meter \times 13 Meter \times 7 Meter untergebrachtes Gebäude, beherbergt die Betriebs- und Büroräume. Zusammen mit der sorgfältig ausgebauten, auf die KWO abgestützten Infrastruktur ermöglicht der ZB den Betrieb des Felslabors mit einer Belegschaft von 10–20 Wissenschaftlern und Ingenieuren ganzjährig, auch bei hochwinterlichen Verhältnissen, aufrechtzuhalten.

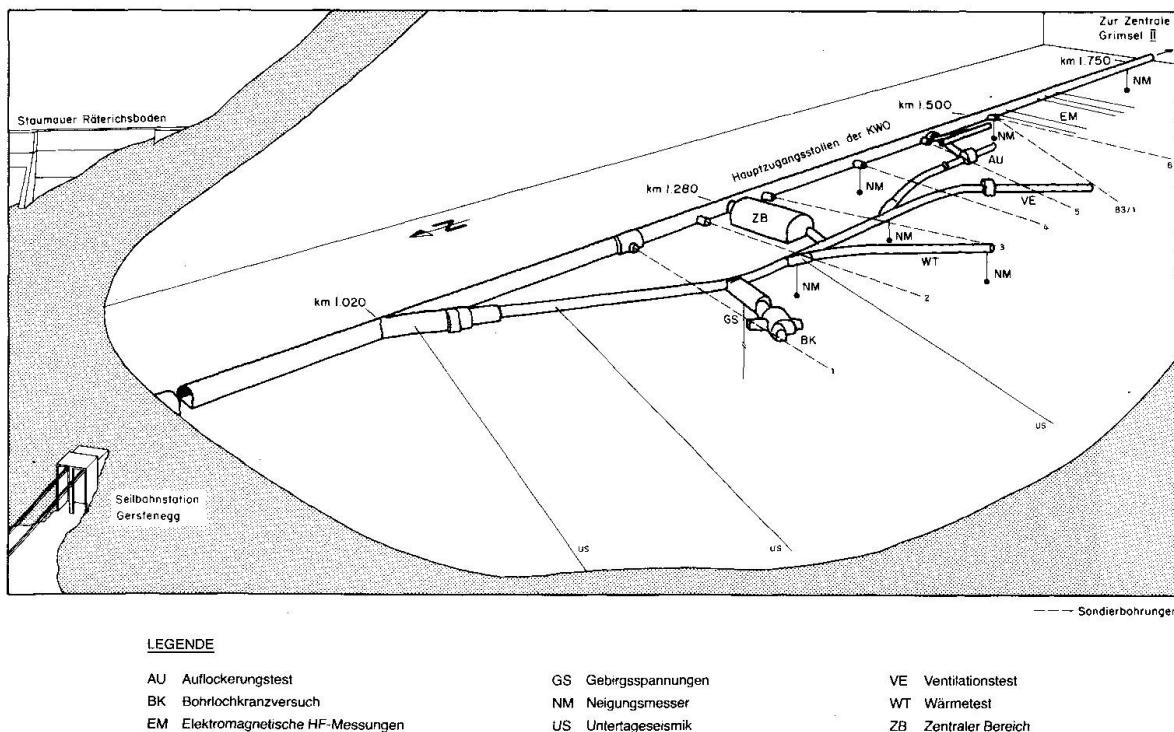


Abb. 1 Perspektivbild des Felslabors Grimsel mit den Versuchsstandorten.

3. DIE LAUFENDEN UNTERSUCHUNGSVORHABEN

Im FLG laufen zurzeit folgende Untersuchungen:

3.1. Geophysik

- *Elektromagnetische Hochfrequenzmessungen* und
- *Untertageseismik* (Crosshole-Tomographie) zur zerstörungsfreien Erfassung hydrogeologisch relevanter Störungs- und felsmechanischer Schwächezonen im Gebirge.
- *Neigungsmessungen* mit Präzisionspendeln zur Erfassung neotektonischer Bewegungen im Gebirgskörper.

3.2. Felsmechanik

- *Auflockerungstest* (Untersuchung der durch das Ausbrechen eines Hohlraumes bedingten Veränderungen der Gebirgseigenschaften).
- *Gebirgsspannungsversuch* (Testen und Weiterentwickeln von Methoden und Geräten zur Erfassung der Gebirgsspannungen in Bohrlöchern grösserer Tiefe).
- *Wärmetest* (Untersuchung wärmeinduzierter Veränderung der felsmechanischen Parameter).

3.3. Felshydraulik

- *Bohrlochkranzversuch* (Erfassung der Fliessrichtungen und Fliessgeschwindigkeiten in ausgesuchten Kluftzonen).
- *Ventilationstest* (Erfassung geringster Tiefengrundwasserbewegungen).
- *Migrationsversuch* (Untersuchung der Mechanismen, welche die Ausbreitung und Rückhaltung radioaktiver Stoffe beeinflussen).

4. GEOLOGISCH-TEKTONISCHER ÜBERBLICK

Das Felslabor Grimsel liegt im Aarmassiv, östlich des Juchlistockes, ca. 400 m unter der Oberfläche. Die Hauptgesteine des Juchlistockes bestehen aus Graniten (Zentraler Aaregranit und Grimsel-Granodiorit), welche vor ca. 280 Mio. Jahren gebildet wurden. Steilstehende Lamprophyre durchschlagen in Scharen das Gebirge, Aplit sind seltener. Alle Gesteine wurden durch die herzynische und alpine Orogenese mehrfach überprägt und liegen heute in polymetamorphem Zustande vor. Als jüngste Bildung entstanden vor ca. 15 Mio. Jahren die alpinen Zerrklüfte. Sie sind begleitet von hydrothermalen Auslaugungen. Die Mineralogie und Petrographie des Juchlistockes wurde detailliert von STALDER (1964) beschrieben.

Die nachfolgende Tabelle orientiert über die mineralogischen und physikalischen Eigenschaften der wichtigsten Gesteine.

5. DAS GESTEINSGEFÜGE

Das Gesteinsgefüge des Aarmassivs wird in neueren Arbeiten (LABHART, 1966; STECK, 1966) als Produkt einer mehrphasigen Tektonik angesehen. Die Deformationen begannen während der herzynischen Gebirgsbildung und dauerten bis in die jüngste Zeit an. Die an der Grimsel auffallende Abschalungsklüftung parallel den Taleinschnitten (Tal-

Tab. 1 Mineralogische und physikalische Eigenschaften der Gesteine.

Gestein	Zentraler Aaregranit	Grimsel Granodiorit	Lamprophyre (K = Kersantit) (S = Spessartit)	Hydrothermal ungewandelte Gesteine
Vorkommen, besondere Eigenschaften	Hauptgesteinsarten fliessend ineinander übergehend		Gänge, 0.1 - 3 m mächtig, meist in Scharren und parallel, steil stehend	lokale Zonen mit beschränkter Ausdehnung im Zusammenhang mit Zerrklüften und Quarzgängen. Durch Auslaugung bedingte erhöhte Porosität
Mineralogie			K ... 0 - 10 10 - 25 40 - 60 10 - 20 15 - 30	S
Quarz	33	28		
Kalifeldspat	34	24		
Plagioklas	21	29		
Biotit und Hellglimmer	7	11		
Hornblende	1	3		
Epidot	2	2		
Dichte (kg/m^3)	2650	2700	2910	2400 - 2600
Druckfestigkeit (MN/m^2)	170	115	125	
p-Wellengeschwindigkeit (km/s)				
- in situ	5.6	5.7	6	5 - 5.4
- am Bohrkern	3.1	3.7	3.9	2.1

klüfte) wird synglazial bis postglazial datiert und ist wahrscheinlich durch Druckentlastung entstanden (STALDER, 1964). Die Talklüftung beschränkt sich jedoch auf oberflächennahe Zonen (Maximaltiefe 200 m).

Da die Zirkulation von Bergwasser vor allem entlang von Trennflächen (Klüften, Gesteinsgrenzen u. a.) erfolgt, wurde auf deren Erfassung besonderes Augenmerk gelegt. Ein Grossteil der ausgeführten ca. 80 Bohrungen (ca. 2000 m³) wurden *orientiert* gekernt. Die Sprödstrukturen des Gesteins wurden nach einem durch die Geotest entwickelten Verfahren mittels Bohrkerndurchzeichnungen auf Polyfilm (Bohrkernabwicklungen im Massstab 1:1) erfasst (Abb. 2).

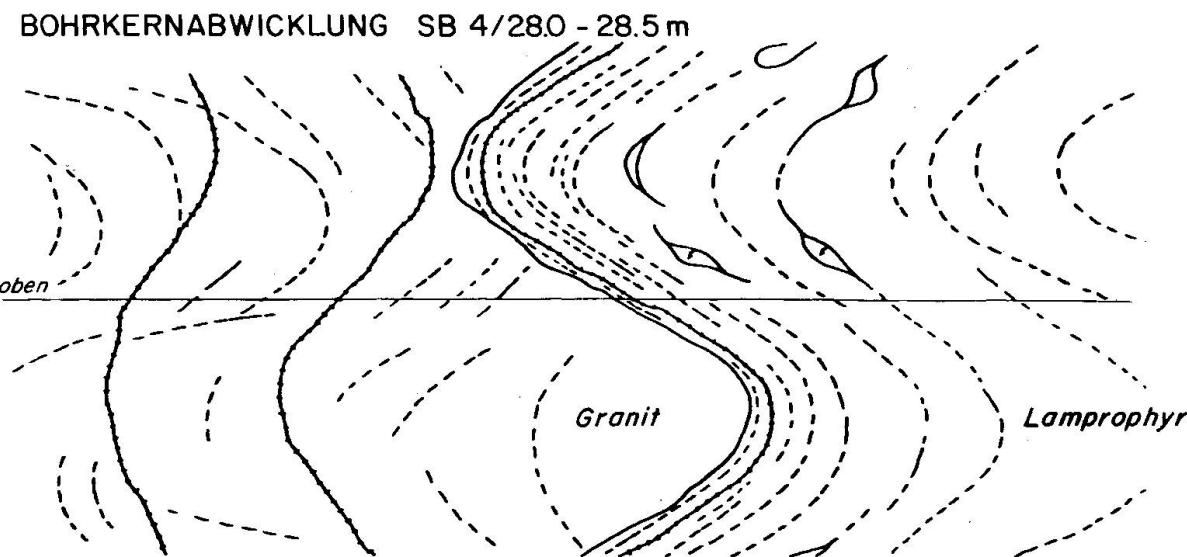


Abb. 2 Bohrkernabwicklung.

Die Bohrkernabwicklung bietet für die geologische Bearbeitung einer Bohrung im wesentlichen folgende Informationen und Möglichkeiten:

- Auf der Bohrkernabwicklung können strukturelle und texturelle Eigenschaften sowie Trennflächen (Diskontinuitätsflächen) massstabgetreu festgehalten werden. Sie bildet einen handlichen, jederzeit greif- und kopierbaren, teilweisen Ersatz für den Bohrkern.
- Die Lage von Trennflächen kann nur mittels Bohrkernabwicklung genau bestimmt werden; Voraussetzung ist die Orientierung des Bohrkerns.
- Die Bohrkernabwicklung gestattet die Analyse von Altersbeziehungen zwischen einzelnen Trennflächensystemen.

Auf diese Weise wurden im FLG gegen 20000 Trennflächen erfasst. Eine systematische Auswertung mit dem Programm *Nagradata* ist im Gange. Es können Schieferungs- und Kluftsysteme unterschieden werden. Das Auftreten der Trennflächen der einzelnen Systeme im Gebirge entspricht der Poissonverteilung, d.h. die Trennflächen treten ausgeprägt gebündelt in Scharen auf.

Die meisten Systeme stehen steil. Dies ergibt einen ausgeprägt vertikal gegliederten, in steil stehende Prismen unterteilten Gebirgsaufbau.

6. BERGWASSERVERHÄLTNISSE

6.1. Die Zirkulationswege

Im FLG kann beobachtet werden, dass vor allem diejenigen Trennflächensysteme Bergwasser führen, welche grosse Längserstreckungen aufweisen. Es sind dies die jungen alpinen Schieferungsklüfte und die Kontaktflächen zwischen Lamprophyren und Granit.

6.2. Die Schüttungsmengen

Die an offenen Trennflächen austretenden Schüttungsmengen sind im allgemeinen klein. Sie betragen in Bohrungen in der Regel:

0.1–3 ml/min pro offene Trennfläche

0–12 ml/min pro m² Bohrloch

Nur lokal werden erheblich grössere Schüttungen beobachtet. Die Schüttungsmenge ist insbesondere abhängig von der Öffnungsweite der Trennfläche.

Das Diagramm Abb. 3 illustriert mögliche hydraulische Verhältnisse in einem Felsspalt unter idealisierten Bedingungen. Man beobachtet nun im FLG tatsächlich, dass sich wassergefüllte Spalten im allgemeinen nur sehr schwer drainieren lassen: die Randbedingungen dürften annähernd dem in Abb. 3 dargestellten Gleichgewichtszustande entsprechen. Die oben angegebenen Schüttungen entsprechen demzufolge Kluftöffnungsweiten von $2\text{--}5 \cdot 10^{-5}$ m, d.h. 0.02–0.05 mm.

In seltenen Fällen ist die Öffnungsweite der Klüfte so gross, dass beim Anschneiden solcher Klüfte eine rasche gravitative Entleerung des Klufthohlräumes stattfindet. Die Entleerung erfolgt hier nach dem Gesetz von Torricelli, und die Schüttung ist druck-abhängig. Abb. 4 zeigt die Entleerung einer durch die Bohrung SB 80.001 angebohrten Störzone. Aus dem Kurvenverlauf lässt sich das gravitativ entwässerte Kluftvolumen abschätzen.

Die erwähnte Störzone besteht aus einer Verschneidung von Scharen von 2 bis 3 Trennflächensystemen. Der Schnittbereich kann geophysikalisch bis an die Oberfläche

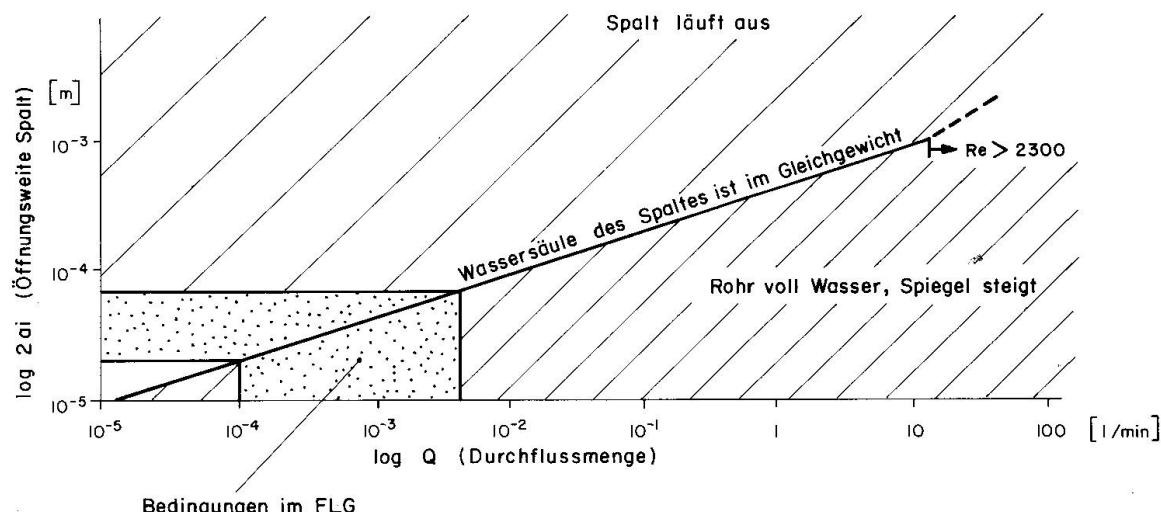


Abb. 3 Durchströmung eines Spaltes (Gefälle = 1, laminares Fließen, glatte Wände). Die Kurve markiert den Gleichgewichtszustand zwischen Reibungskraft und Gewichtskraft: der Wasserspiegel im Spalt bleibt konstant.

verfolgt werden und erscheint hier als markante, trichterförmige Depression in der «Strahlhäle». Die Störzone ähnelt folglich einem steilstehenden Kamin, in welchem der Wasserspiegel nahe der Terrainoberfläche liegt (42 bar in der Bohrung SB 80.001). Durch Öffnen und Schließen der Bohrung konnte die Störzone entleert und wieder aufgefüllt werden. Dabei wurde die interessante Feststellung gemacht, dass sich das anfänglich beobachtete Speichervolumen von ca. $90 m^3$ nach der ersten Entleerung auf ca. $10 m^3$ verminderte. Vermutlich wurden durch die Wegnahme des hohen hydraulischen Druckes die Klüfte zusammengedrückt und das Kluftvolumen stark verkleinert. Ein analoger Vorgang wird von SCHNEIDER (1980) für die Setzungen der Staumauer Zeuzier

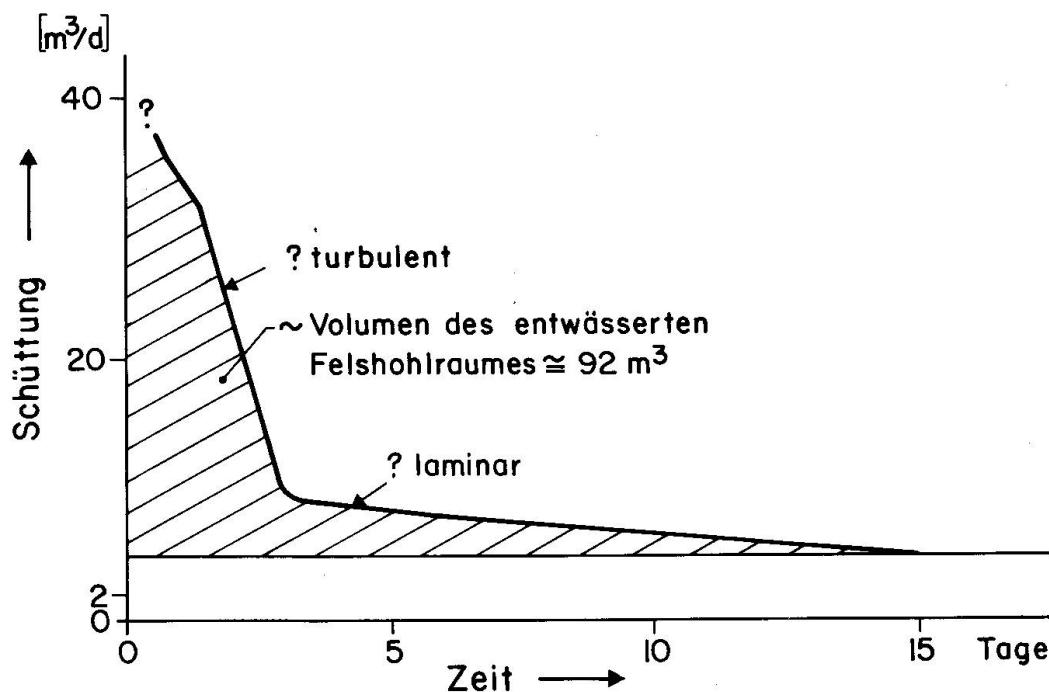


Abb. 4 Entleerung der Störzone m 95.35 in SB 80.001.

nach der Entwässerung des Gebirges durch den Rawil-Pilotstollen verantwortlich gemacht.

6.3. Die hydraulischen Drücke

Die hydraulischen Druckverhältnisse im FLG sind ausserordentlich komplex. Der Bergwasserspiegel wird in erster Linie durch die ausgeprägte geologische Anisotropie, welche den Gebirgskörper in steilstehende Bereiche mit sehr unterschiedlichen Wasserwegsamkeiten unterteilt, beeinflusst.

Die Inhomogenität des Gebirges bezüglich der Durchlässigkeiten, Mächtigkeiten der Störzonen und Speicherkoefizienten wie auch die komplexe Geometrie drainierender Gebirgsanschnitte (natürliches, pyramidenähnliches Relief des Juchlistockes und bestehende Untertagehohlräume im Bergesinnern) bedingen unterschiedliche Zu- und Wegflüsse in das bzw. aus dem System.

Die ersten Beobachtungen erweckten den Eindruck, im Gebirge würden verschiedene voneinander unabhängige hydraulische Potentiale eng nebeneinander existieren. Diese Vorstellung muss aufgrund neuerer Messdaten zum Teil revidiert werden. Es scheint vielmehr, dass weiträumige, wenn auch komplex verzweigte, hydraulische Verbindungen bestehen. Bei Störungen des hydraulischen Systems, z.B. durch Untertagebauten, erfolgt eine sehr langsame Einstellung auf die neuen hydraulischen Randbedingungen: Je nach örtlicher Transmissivität bilden sich verschiedene Gradienten aus. Abb. 5 und 6 zeigen die in zwei Bohrlöchern, welche abschnittweise abgepackt wurden, beobachteten hydraulischen Drücke. Man erkennt einerseits den steilen Gradienten

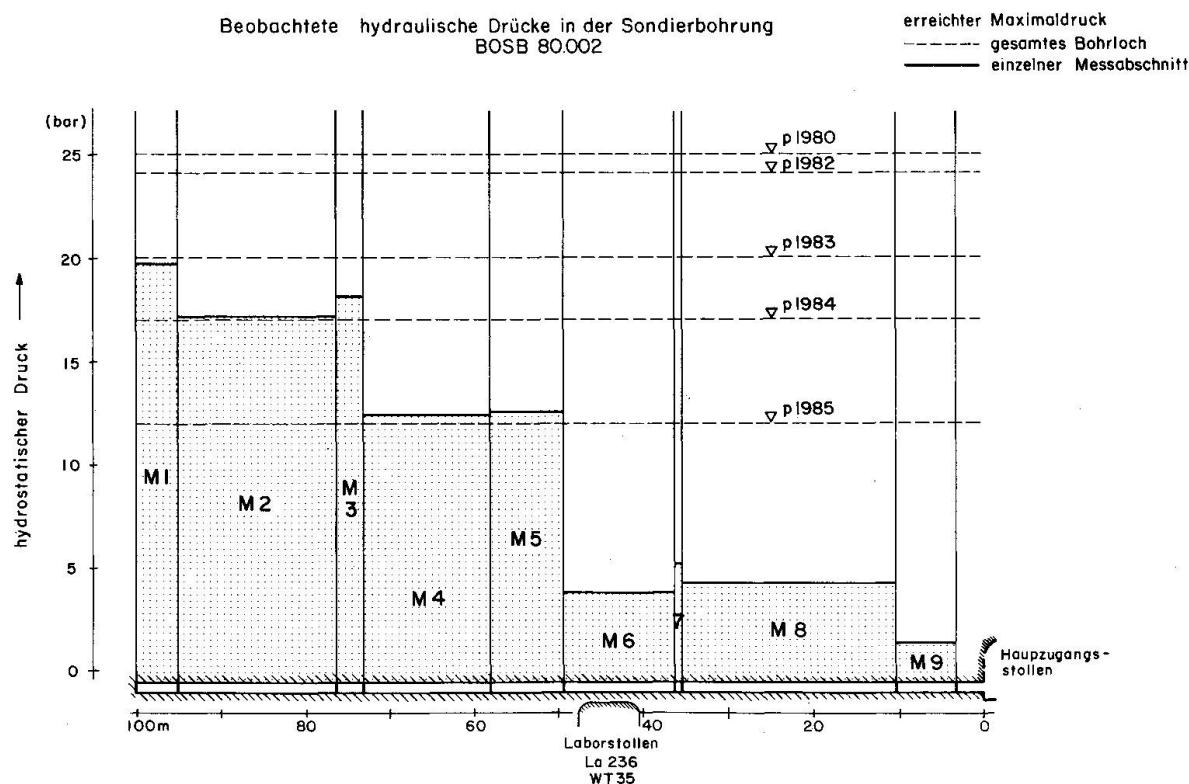


Abb. 5 In SB 80.002 beobachtete hydraulische Drücke.

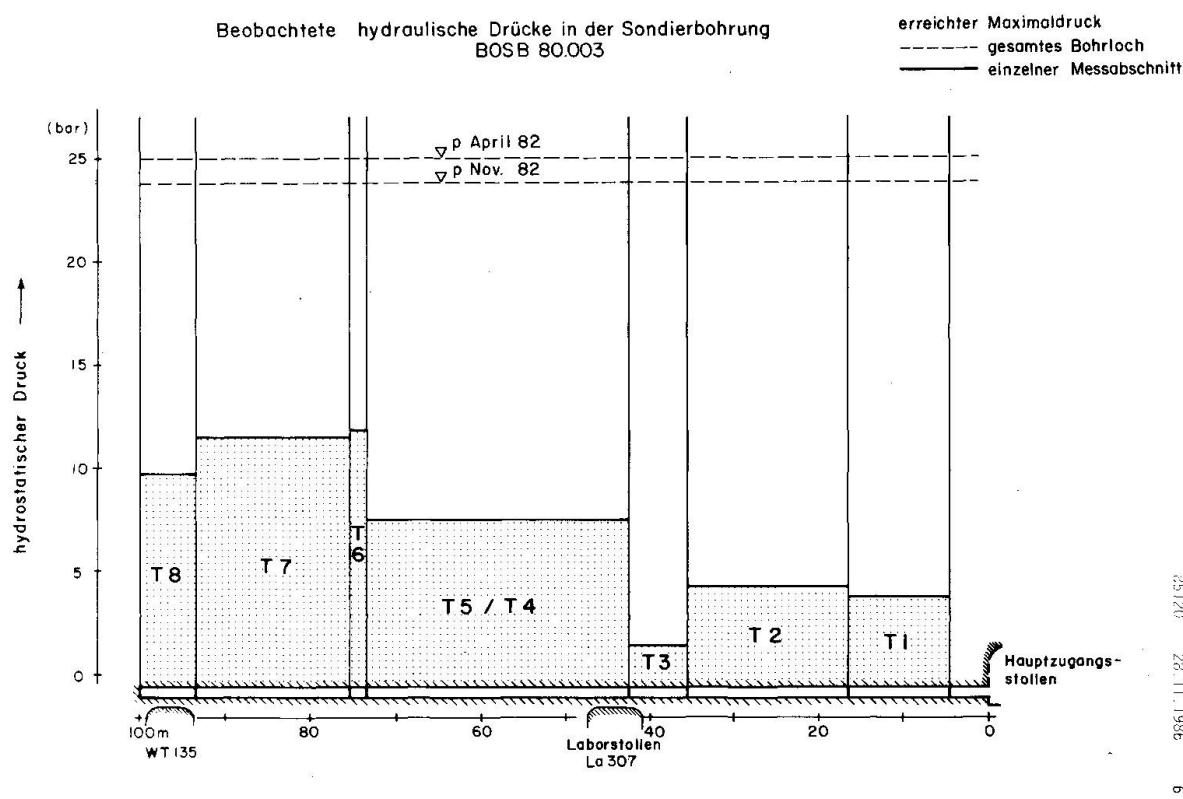


Abb. 6 In SB 80.003 beobachtete hydraulische Drücke.

in Richtung Hauptzugangsstollen, andererseits auch die lokale Drainagewirkung des Laborstollens.

Der sehr langsame Abbau des im *Gesamtbohrloch* gemessenen hydraulischen Drucks von anfangs (1980) 25 bar auf heute 12 bar ist wahrscheinlich auf die Drainage des 1973–74 erstellten Hauptzugangsstollens zurückzuführen (Abb. 7). Ob heute bereits ein Gleichgewichtszustand vorliegt, ist fraglich.

6.4. Chemismus des Bergwassers

Das Wasser des FLG ist wie erwartet sehr schwach mineralisiert. Einige wichtige Parameter sind nachfolgend aufgeführt (Analyse: Fresenius):

el. Leitfähigkeit	94	$\mu\text{S}/\text{cm}$	Fluorid	5.7	mg/l
pH-Wert	9.72		Chlorid	6.2	mg/l
Natrium	15.8	mg/l	Sulfat	6.8	mg/l
Kalium	0.15	mg/l	Hydrogencarbonat	15.3	mg/l
Calcium	5.4	mg/l	Carbonat	7.5	mg/l
Magnesium	0.04	mg/l	Kieselsäure	16.0	mg/l
Strontium	0.16	mg/l	H_2S	0.10	mg/l
Eisen	nicht nachweisbar				

Eine Berechnung der Mineralsättigungen durch die Universität Kiel zeigt, dass das Bergwasser an Quarz, Calcit und Fluorit gesättigt ist. Für Gips und Feldspäte besteht Untersättigung. Da die Löslichkeit von Fluorit bei hohem pH begünstigt wird, ist der

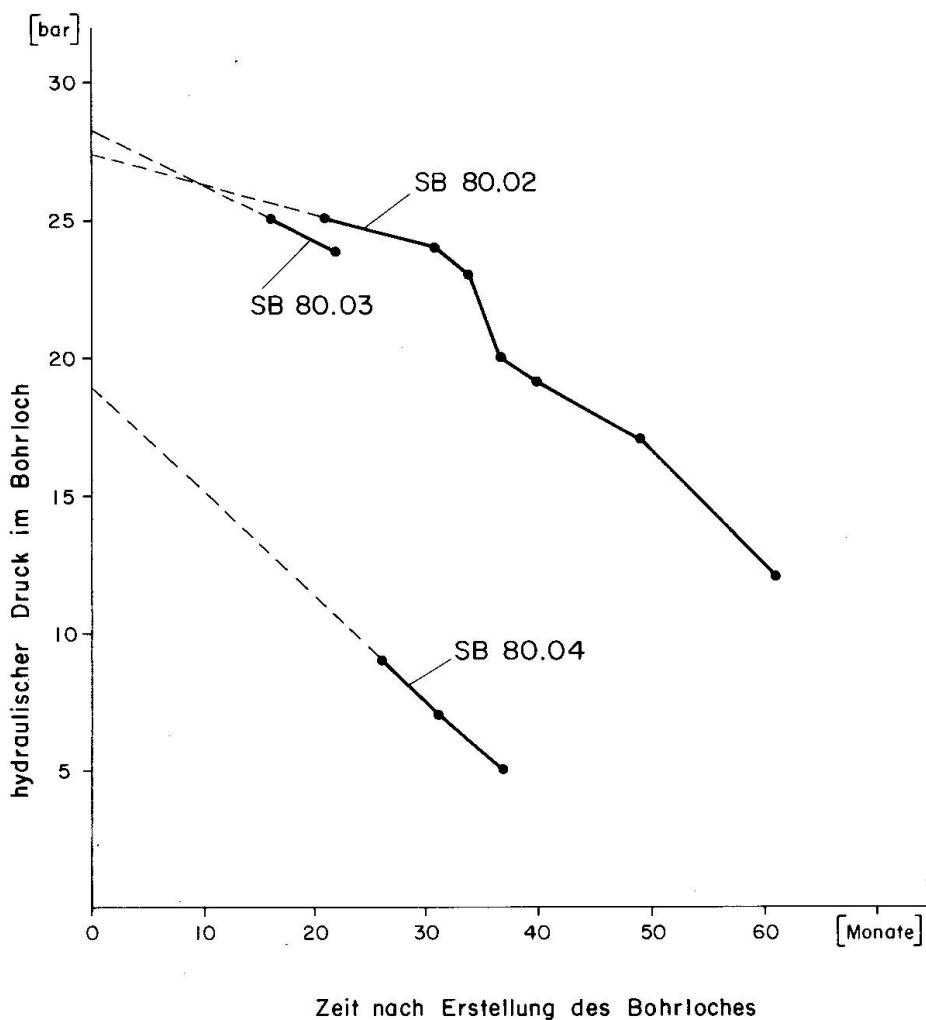


Abb. 7 Abbau der hydraulischen Drücke in Bohrlöchern.

hohe Fluoridgehalt des Wassers nicht überraschend. Die Fluorite in Zerrklüften der Grimsel zeigen denn auch meist mehr oder weniger starke Korrosion.

6.5. Tritium

Die Bergwässer im Raume des FLG weisen durchwegs Tritiumgehalte auf, die unter 1.5 TU (Tritium-Units) liegen und damit dem Niederschlag vor 1953 entsprechen (Abb. 8).

Bergwässer aus Bereichen des Hauptzugangsstollens, wo die Überdeckung weniger als 250 m beträgt, weisen mit TU-Gehalten von über 30 ähnliche Werte auf wie die Oberflächenwässer (Grimselsee u. a.). Für die Bergwässer des FLG müssen aus diesem Grunde Verweilzeiten zwischen Infiltration und Ausfluss im FLG von mindestens 30 Jahren angenommen werden. Die im FLG ausfliessenden Bergwässer werden laufend beprobt und bezüglich Tritiumgehalt untersucht, um den Zeitpunkt des Durchbruchs von Bombenwasser erfassen zu können. Es wird dann möglich sein, Verweilzeiten und Fließgeschwindigkeiten abzuschätzen. Im BK-Bereich, wo relativ grosse Wassermengen ausfliessen, erwarten wir diesen Durchbruch innerhalb der nächsten 3–10 Jahre.

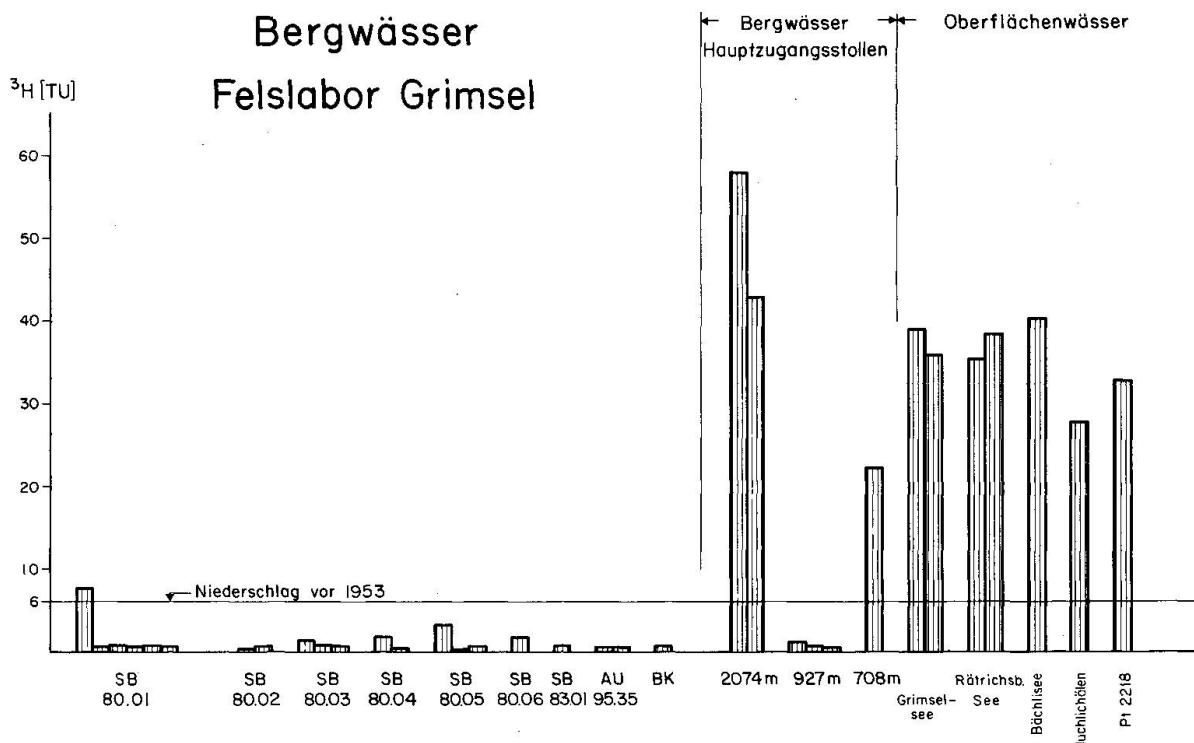


Abb. 8 Tritium-Gehalte von Berg- und Oberflächenwasser im Raume des FLG.

Literaturverzeichnis

- EWERT, F. K. (1979): Zur Vergleichsarbeit von Wasseraufnahmen in WD-Versuchen mit der späten Gebirgsdurchlässigkeit unter Einstaubbedingungen bei Talsperren. Münster. Forsch. Geol. Paläont. 49.
- EWERT, F. K. (1979): Zur Untersuchungsmethodik der Gebirgsdurchlässigkeit bei Talsperren. Münster. Forsch. Geol. Paläont. 49.
- GALE, J. E., WITHERSPOON, P. A., WILSON, C. R. and ROULEAU, A. (1983): Hydrogeological Characterization of the Stripa Site. Proc. NEA Workshop 1983.
- GYSEL, M. (1984): Bestimmung der Felsdurchlässigkeit aufgrund von Stollen-Abpressversuchen. Wasser, Energie, Luft 7/8.
- HEITFELD, K. H. und KOPPELBERG, W. (1981): Durchlässigkeitsuntersuchungen mittels WD-Versuchen. 2 bl. Geol. Paläont. H. 5/6.
- KARENBERG, H. (1981): Hydrologie der nicht verkarstungsfähigen Festgesteine. Springer Verlag Wien.
- LABHART, T. (1966): Mehrphasige alpine Tektonik am Nordrand des Aar-Massivs. Eclogae geol. Helv. Vol. 59, Nr. 2, 803-830.
- LOUIS, C. (1967): Strömungsvorgänge in klüftigen Medien und ihre Wirkung auf die Standsicherheit von Bauwerken und Böschungen im Fels. Veröffentl. Inst. f. Boden- und Felsmechanik, Univers. Karlsruhe, H. 30.
- LUGEON, M. (1933): Barrages et Géologie. 138 S. Librairie de l'Université, Lausanne.
- RISSLER, P. (1980): Wasserdruck und Durchlässigkeit. Die Bautechnik 11/1980.
- ROULEAU, A. and GALE, J. E.: Characterization of the Fracture System at Stripa. Lawrence Berkeley Lab. Rep. LBL-14875.

- STALDER, H.A. (1964): Petrographische und mineralogische Untersuchungen im Grimselgebiet. Bern. Diss., SMPM, Vol. 44, 187–398.
- STECK, A. (1966): Petrographische und tektonische Untersuchungen am zentralen Aargranit und seinen altkristallinen Hüllgesteinen im westlichen Aar-Massiv im Gebiet Belalp-Grisighorn. Beitr. Geol. Karte der Schweiz. NF 130 Liefg. Bern 1966.
- WITTKE, W. (1984): Felsmechanik. Springer Verlag, Berlin.

Die geschützte Mineralkluft Grimsel

von H.A. Stalder

Am frühen Nachmittag fuhr der Autobus zum zweiten Male in den Zugangsstollen der KWO Richtung Umwälzwerk Grimsel II, am Felslabor Nagra vorbei, bis zur geschützten Mineralkluft (STALDER, 1986). Diese, bzw. das Ostende des Kluftsystems, war im Oktober 1974 durch den Bau des Zugangsstollens angefahren worden. Dank raschem Handeln der KWO konnte damals die Kluft vor einer Ausbeutung bewahrt und durch Regierungsratsbeschluss schon im Dezember 1974 unter Schutz gestellt werden – aber erst 1983 wurde mit der Erschliessung derselben begonnen. Heute können zwei langgestreckte Klufthohlräume von total 12,5 m Länge besichtigt werden. Die Mineralkluft enthält vor allem farblose Bergkristalle (bis ca. 20 cm lang), viele ausgebildet als Gwindel; schwach rosarote Fluoritoktaeder; extrem tafelige Calcite (ausnahmsweise mächtige Rhomboeder) und Chlorit (über 1 m³ Chlorit«sand» wurde aus der Kluft entfernt zur Sichtbarmachung der darunter liegenden Bergkristalle). Im hydrothermal zersetzen Grimsel-Granodiorit sind zudem folgende Kleinminerale festzustellen: Adular, Apatit, Epidot und Titanit; Milarit ist an einer Stelle, stark verwachsen mit Chlorit, gefunden worden; Kluft-Biotit tritt nur als Quarzeinschluss auf; Bleiglanz und Pyrit kommen auf Nebenklüften vor. Die Mineralparagenese entspricht der Fundortgruppe 4a (nach PARKER 1974); die hydrothermale Kluftlösung war CO₂-arm und NaCl-reich. Die hydrothermale Veränderung des Nebengesteins der Kluft ist beispielhaft – und wurde deshalb auch etwas genauer untersucht (Abb. 1).

Die alpine Mineralkluft an der Gerstenegg ist eine der schönsten und reichsten, die man in den Schweizer Alpen gefunden hat. Der Klufthohlraum und die darin ausgeschiedenen Bergkristalle besitzen eine optimale Grösse. Alle grösseren Klüfte sind heute, infolge der Erdbeben im Laufe der letzten 15 Millionen Jahre, ganz oder teilweise eingestürzt; alle grösseren Kristalle haben sich, aus dem gleichen Grund, von der Anwachsstelle gelöst. Die Gerstenegg-Kluft ist durch die Oberflächenverwitterung in keinerlei Hinsicht verändert worden. Nur sehr wenig mineralogische Objekte auf der Erde sind bis heute unter wirksamen Schutz gestellt worden – eine alpine Mineralkluft gehörte bis anhin nicht dazu.

Nach der Besichtigung der Kluft begab sich die Exkursion unter Tage in den alten *Kabelstollen Gerstenegg-Zentrale Grimsel I*. In den südlichsten Partien dieses Stollens sind mineralogisch und petrographisch einige Besonderheiten festzustellen:

- Auf über 6 Meter Erstreckung ist ein Aplit-Granit hydrothermal stark umgewandelt, wobei nur sehr kleine alpine Zerrklüfte damit verbunden sind (Meter 2188 bis 2194 ab NP).
- Der hydrothermal veränderte Granit zeigt eine positive Uran-Anomalie.
- Auf den Stollenwänden der nördlich anschliessenden Gesteine (Aplit-Granit und Grimselgranodiorit) sind im Laufe der letzten 35 Jahre (seit der Erstellung des Stol-

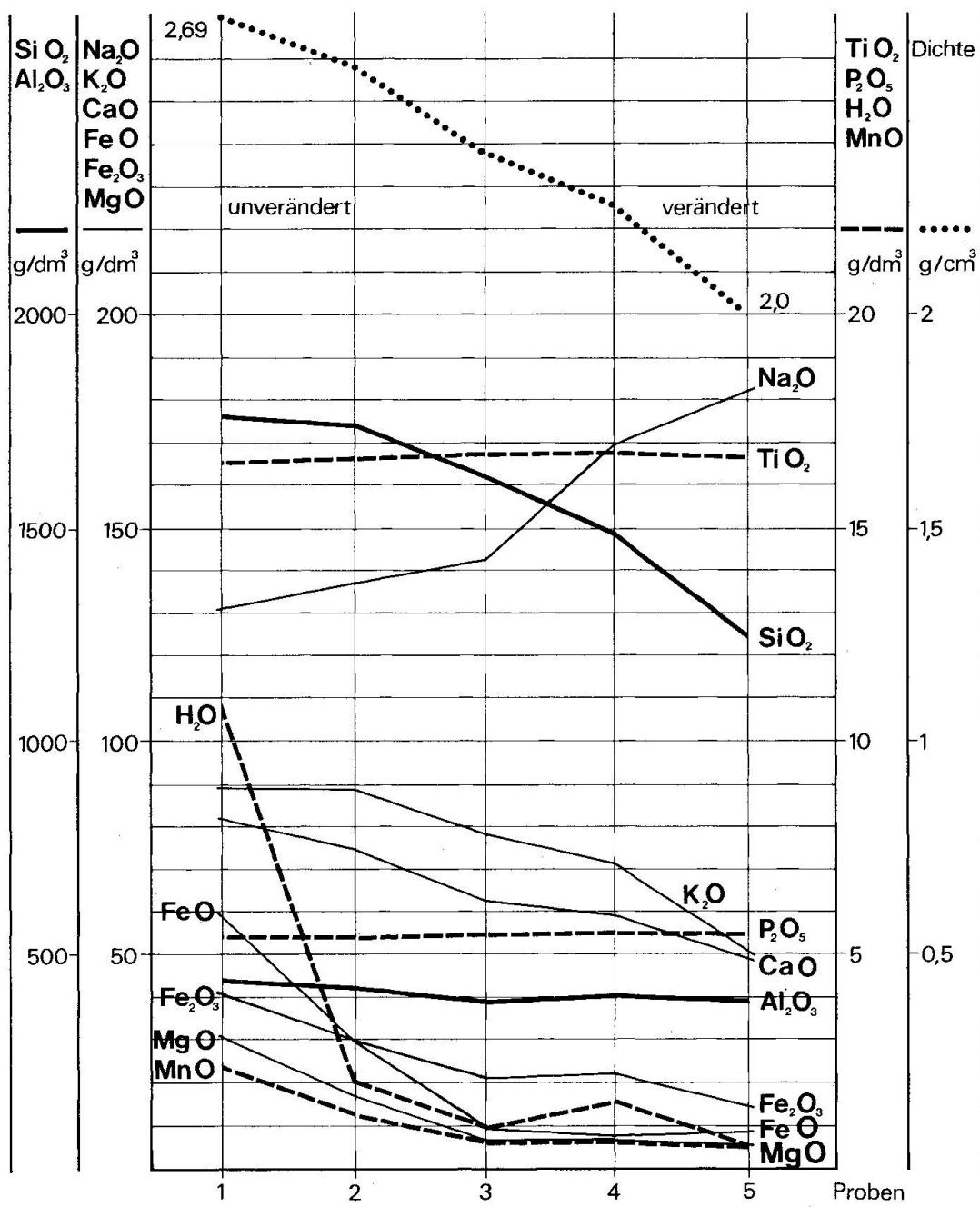


Abb. 1 Geschützte Mineralkluft, Gerstenegg-Grimsel. Vergleich der chemischen Zusammensetzung des unveränderten (Probe 1) und des zunehmend hydrothermal veränderten Grimsel-Granodiorits (Probe 5 = hohlraumbegrenzendes Gestein). Jeder eingetragene Wert entspricht zwei gemittelten Analysen; berechnet für konstantes Volumen (aus STALDER 1986).

lens) viele Sekundärminerale ausgeschieden worden. Dank der intensiven hellgrünen Fluoreszenz von Schröckingerit kann die Belegung mit diesem besonders verbreiteten Mineral gut demonstriert werden. Zwei Mineralarten wurden hier zum ersten Male gefunden: Grimselit (WALENTA, 1972) und Baylissit (WALENTA, 1976).

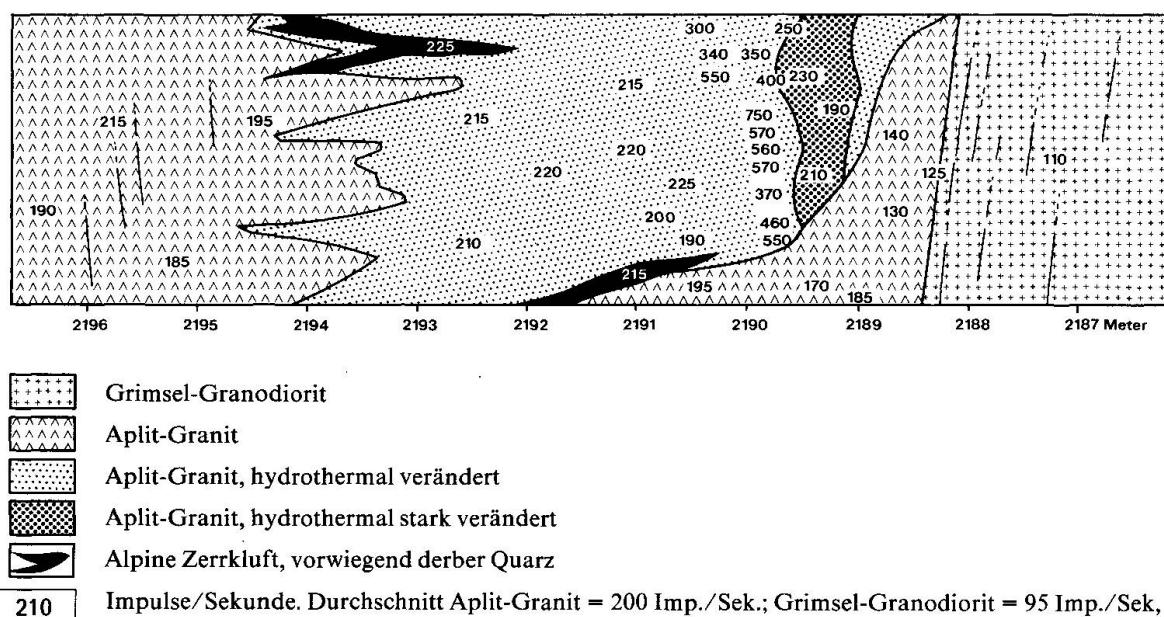


Abb. 2 Westliches Parament des alten Kabelstollens Gerstenegg-Grimsel, 2186–2197 m ab NP. Die Felspartien von Meter 2186 bis 2189 sind mehr oder weniger dicht mit sekundären Uranmineralien, vorwiegend Schröckingerit, belegt.

Sekundärminerale, als rezente Ausscheidungen auf den Felswänden des alten Kabelstollens Gerstenegg-Grimsel I:

Uranyl-Karbonate:

Schröckingerit (hellgelbgrün) $\text{NaCa}_3[\text{UO}_2/\text{F}/\text{SO}_4/(\text{CO}_3)_3] \cdot 10 \text{ H}_2\text{O}$
 Grimselit (kanariengelb) $\text{K}_3\text{Na}[\text{UO}_2/(\text{CO}_3)_3] \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Bayleyit (hellgelb) $\text{Mg}_2[\text{UO}_2/(\text{CO}_3)_3] \cdot 18 \text{ H}_2\text{O}$

Seltene Karbonate, nicht U-haltig:

Monohydrocalcit (farblos) $\text{CaCO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$
 Baylissit (farblos) $\text{K}_2\text{Mg}(\text{CO}_3)_2 \cdot 4 \text{ H}_2\text{O}$
 Unbekanntes Kalium-Calcium-Karbonat

Bei Meter 2140 tritt im Grimsel-Granodiorit ein Zerrklüftsysteem auf, das nicht der Fundortgruppe 4a, sondern der FG 4c angehört. Die Mineralien dieser FG entstanden aus einer relativ CO_2 -reichen Kluftlösung: Quarz, Ankerit, Hellglimmer (etwas Chlorit), Rutil, Anatas, Brookit, Monazit. Besonders auffällig sind die hydrothermal stark veränderten Kluftnebengesteine mit einer nicht geringen Ankerit-Führung. Die Stollenwände in der Nähe des Kluftsystems sind auch hier relativ dicht mit den gleichen Sekundärmineralien wie bei Meter 2187 belegt.

Der Grimsel-Granodiorit ist an vielen Stellen vergneist, d.h. in einen Augengneis umgewandelt, wobei die «Feldspataugen» Kataklasten darstellen. Vielfach queren schieferungsparallele Mylonite den Stollen, die von Kluftletten bis zu 50 cm Mächtigkeit begleitet sein können (z.B. bei Meter 1909).

Literaturverzeichnis

- PARKER, R. L. (1973): Die Mineralfunde der Schweiz. Neubearbeitung durch H. A. STALDER, F. DE QUERVAIN, E. NIGGLI, ST. GRAESER. Wepf & Co. Verlag, Basel.
- STALDER, H. A. (1986): Beschreibung der geschützten Mineralkluft Gerstenegg, Grimsel, Bern. Mitt. natf. Ges. Bern, NF 43, 41–60.
- WALENTA, K. (1972): Grimselit, ein neues K-Na-Uranylkarbonat aus dem Grimselgebiet. SMPM, 52, 93–108.
- WALENTA, K. (1976): Baylissit, ein neues Karbonatmineral aus den Schweizer Alpen. SMPM 56, 187–194.

8. OKTOBER: GRIMSEL, SICHERHEIT DER STAUAANLAGEN

Führung: *R. Biedermann* (Bern) und *R. Collet* (Innertkirchen)

Berichterstatter: *H. A. Stalder*

In einem ersten Vortrag stellte R. Collet von den Kraftwerken Oberhasli AG (KWO) die verschiedenen Anlagen dieses Unternehmens vor, insbesondere die grossen Schwergewichtsmauern.

Die grossen Schwergewichtsmauern der KWO:

Name	Erstellung	Kubatur m ³	Höhe max. m	Stauziel m.u.M.	Seeinhalt Mio. m ³
Oberaar	1949–1953	470000	100	2303	60.5
Spitallamm	1925–1932	340000	114	1909	101.7
Gelmer	1925–1932	81000	35	1850	13.5
Räterichsboden	1947–1950	278000	92	1768	26.7

Die Obereaufsicht des Bundes im Bereich der Sicherheit der Talsperren ist im Bundesgesetz betr. die Wasserbaupolizei festgelegt:

«Der Bundesrat sorgt dafür, dass bei bestehenden und künftigen Einrichtungen zur Stuhaltung die notwendigen Massnahmen getroffen werden, um die Gefahren und Schäden tunlichst zu vermeiden, die infolge des Bestandes der Einrichtungen, ihres ungenügenden Unterhalts oder durch Kriegshandlungen entstehen könnten.»

R. Biedermann (Bundesamt für Wasserwirtschaft) erläuterte im zweiten Vortrag, dass die vom Gesetz geforderten Massnahmen nur sachgerecht erfüllt werden können, wenn klare Sicherheitsvorstellungen bestehen. Diese liegen vor, und danach beruht die Sicherheit der Stauanlagen auf drei Säulen: 1. der konstruktiven Sicherheit der Anlagen, 2. der Überwachung und 3. dem Alarmkonzept (BIEDERMANN, 1984).

Am spätern Vormittag wurde die Staumauer Räterichsboden mit all ihren Messeinrichtungen besichtigt. Die Mauer ist durch Querfugen, die vom Mauerfuss bis rund 20 m

unter das Stauziel reichen, in einzelne Lamellen aufgelöst. Der Abstand der Fugenachsen beträgt 18 m, die Fugenbreiten 3 m. Die grossen Fugen erleichtern die Begehbarkeit und die Überwachungsmöglichkeiten der Mauer. Besichtigt wurden vor allem die verschiedenen Einrichtungen, die für die Messung der Mauer- und der Sockelgestein-Deformationen geschaffen worden sind: Pendel und Schwimm-Pendel. Auch die Grundablass-Schiebekammer, das Drainage-System in der Mauer, gewisse Einrichtungen zur Längenmessung, die geodätischen Fixpunkte auf und um die Mauer wurden studiert. Nach dem Mittagessen folgte noch eine ausführliche Diskussion über die Sicherheit der Stauanlagen im allgemeinen und im besondern. Dabei vernahm man z. B., dass das erste Pendel zur Messung der Deformation des untern Teils der Spitallammsperre schon 1931 eingerichtet worden war. Von diesem Zeitpunkt an besitzen die KWO lückenlose Messreihen in bezug auf das Verhalten der grossen Talsperren im Oberhasli.

Im Hotel Handeck orientierten abschliessend *E. Schenker* und *U. Schaltegger* über die Ergebnisse ihrer petrographischen bzw. isotopengeologischen Arbeiten in der Region Gelmer-Grimsel (siehe Seite 461, 462).

Literaturverzeichnis

- BIEDERMANN, R. (1984): Talsperrenüberwachung in der Schweiz unter spezieller Berücksichtigung der Frage einer Automatisierung. Vortrag gehalten am 5.1.1984. Mittl. Inst. für Wasserbau und Wasserwirtschaft. Aachen. H. 50, 87-106.