

# **Bericht über die 50. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Aarau : Samstag, 4. Oktober 1975**

Objektyp: **AssociationNews**

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

Band (Jahr): **55 (1975)**

Heft 3

PDF erstellt am: **30.06.2024**

## **Nutzungsbedingungen**

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

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

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

## **Haftungsausschluss**

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

# **Bericht über die 50. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Aarau**

Samstag, 4. Oktober 1975

## **A. Bericht des Vorstandes für 1975**

### **Bericht des Präsidenten**

#### *Mitgliederbestand*

Im Jahre 1974 sind 36 persönliche Mitglieder (davon 12 aus dem Ausland) und 2 unpersönliche Mitglieder neu in unsere Gesellschaft eingetreten. Es sind dies:

L. R. Adloff, München	M. Kristmann, Basel
Mme. L. Berglund, Lausanne	B. Künzi, Bern
E. Bettitini, Nice	T. Lehner, Lulea
Dr. H. Boegel, München	I. Mercolli, Zürich
R. A. Cackett, Reinach	M. Musienge, Lubumbashi
Dr. A. Delvaux, Bujumbura	H. Oterdoom, Zürich
Dr. Y. Erkan, Heidelberg	Prof. Dr. H. Pichler, Tübingen
Prof. Dr. B. W. Evans, Zürich	J. Pika, Zürich
Signa M. Frangipane, Zürich	H. Reuther, Frankweiler
Dr. G. Galetti, Fribourg	Dr. S. E. Sadredini, Frohnleiten
A. Gautschi, Schöftland	E. Schärli, Zürich
Dr. F. Gilliéron, Bern	Dr. H. Schmutz, Zürich
P. Haldimann, Zürich	U. Seemann, Bern
W. Heugel, Hilterfingen	Dr. H. Strohbach, Trin
M. Hinder, Dietikon	B. Studer, Bischofszell
P. Hornisberger, Köniz	F. Veselovsky, Hradec
J. B. H. Jansen, Utrecht	H. P. Weber, Zürich
E. Jossen, Bern	B. Wieland, Bern

Mineralogische Staatssammlung, München  
University of Patras

Durch Tod verlor die Gesellschaft die Herren Prof. M. Reinhard (Binningen),  
R. Wyser (Solothurn) und Prof. M. Gysin (Genève).

Eintritte	38
Austritte und Tod	<u>11</u>
Zuwachs	27
Mitgliederbestand am 31. Dezember 1973	484
Zuwachs	<u>27</u>
Mitgliederbestand am 31. Dezember 1974	511

Der Mitgliederbestand hat somit im Jubiläumsjahr die 500er Grenze überschritten.

#### *Freimitglieder*

Auf Ende dieses Jahres gehören folgende persönliche Mitglieder 50 Jahre unserer Gesellschaft an und werden nach den Statuten Freimitglieder:

Dr. A. Amstutz (Genève)  
 Dr. R. Eichenberger (Turgi)  
 Dr. R. U. Winterhalter (Zürich)

#### *Todesfälle*

Des 1973 verstorbenen Herrn Prof. Reinhard wurde an der letzten Jahresversammlung gedacht. Ein ausführlicher Nekrolog erschien in den SMPM Heft 1, 1975.

Am 10. November 1975 verstarb in seinem 83. Lebensjahr in Genf Herr Prof. Marcel Gysin. Herr Gysin, der von 1933 bis 1961 den Lehrstuhl für Mineralogie an der Universität Genf innehatte, war Gründungsmitglied unserer Gesellschaft.

#### *Jahresversammlung*

Die Gesellschaft führte vom 11. bis 13. Oktober 1974 im Rahmen der SNG-Tagung in Neuenburg die Jubiläumstagung zum 50jährigen Bestehen durch.

Am 11. Oktober vormittags wurden die drei Hauptvorträge der Herren Proff. E. Niggli, M. Vuagnat und E. Wenk gehalten, die einen sehr guten Besuch aufwiesen.

Am 12. Oktober morgens hielt Prof. A. Niggli den vierten Hauptvortrag. Anschliessend wurden 15 Referate gehalten, die den ganzen Samstag und Sonntagvormittag in Anspruch nahmen. Die Vorträge und Referate wurden grösstenteils in den SMPM 55/1 veröffentlicht.

Am 11. Oktober abends fand im Schloss Boudry das Bankett statt, an dem zahlreiche in- und ausländische Delegationen teilnahmen und ihre Glückwünsche überbrachten.

Vorgängig der Tagung fanden parallel Exkursionen statt, die zum Teil unter dem frühen Wintereinbruch litten. Eine Exkursion besuchte am 6./7. Oktober unter der Leitung von Dr. St. Graeser die Minerallagerstätte im Binntal; eine zweite Exkursion fand vom 8.–10. Oktober unter Leitung von Prof. Th. Hügi, Dr. T. Labhart und Prof. J. von Raumer im Unterwallis (Rhoneknie) statt und eine dritte wurde als praktisch-petrographische Exkursion vom 9.–10. Oktober unter der Leitung von Dr. F. Persoz und Prof. Tj. Peters im Jura vom V. de Travers bis nach Olten durchgeführt.

Ausführliche Berichte über diese drei wohl gelungenen Exkursionen erschienen zum

Teil ebenfalls in Band 55/1 der SMPM. Die vorgesehene Exkursion nach Zermatt musste infolge starken Schneefalls abgesagt werden.

### *Reorganisation der SNG*

Im Berichtsjahr wurde die Reorganisation der SNG durchgeführt. Zahlreiche Sitzungen sowie eine ausserordentlich stark anfallende Papierflut von Vernehmlassungen, Fragebogen und Berichten stellten für den Vorstand und besonders den Präsidenten eine grosse Belastung dar.

### *Finanzielles*

Die Gesellschaft dankt ihren Donatormitgliedern für die grosszügige Unterstützung. Ebenso verdankt sie der Schweizerischen naturforschenden Gesellschaft eine Subvention von Fr. 6900.— zur Unterstützung bei der Herausgabe der SMPM. An die beträchtlichen Kosten des Jubiläumsbandes wurde der Gesellschaft ferner ein ausserordentlicher Beitrag von Fr. 10 000.— aus dem Reservefonds der SNG zugesprochen, der ganz besonders verdankt wurde.

Der Präsident: *A. Spicher*

### **Bericht des Redaktors**

Im Jahre 1974 erschien Band 54 der Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., aufgeteilt in das Heft 1 und dem Jubiläumsband zum 50jährigen Bestehen der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft «Alpidische Metamorphosen in den Alpen» als Doppelheft 2 und 3.

Der Band umfasst 788 Seiten mit 36 Abhandlungen, davon allein im Festband 24. Die englischen Artikel machen bereits mehr als die Hälfte aus, nämlich 19, 13 Arbeiten sind in deutsch und 4 in französisch abgefasst. Der Band 54 enthält 237 Textfiguren, 80 Tabellen und 9 Tafeln und Karten, zum grössten Teil sicher wertvolle Daten, die einen nicht zu unterschätzenden wichtigen Bestandteil unserer Zeitschrift darstellen.

Der Jahresbericht 1974 wurde erst im Band 55, Heft 1, publiziert, da ja der Festband als Jubiläumsgabe bei der letzten Jahresversammlung bereits vorlag.

### *Erstellungskosten von Band 54*

	54/1 Fr.	54, 2/3 Fr.
Gesamtkosten	27 493.20	60 551.90
Druckkostenbeiträge, Separata	11 789.—	8 905.—
Kosten für SMPG	15 704.20	51 646.90
Total Druckkosten	88 045.10	
Total Rückerstattungen	20 694.—	
Total Inserate	300.—	
Subvention SNG, Festband	10 000.—	
Total Kosten für SMPG	57 051.10	

Die Kosten liegen also bedeutend höher als bei früheren Jahrgängen. Der Grund liegt vor allem beim Jubiläumsband, wo selbstverständlich keine Autorenbeiträge verlangt wurden. Leider haben sich zahlreiche Autoren nicht an die empfohlenen 20 Seiten für ihre Abhandlungen gehalten und damit zur übermässigen Verteuerung beigetragen.

Die Einführung einer strengeren Begutachtung der einzelnen Artikel besonders für den Band 55 hat zu einer vermehrten Arbeit der Redaktionskommission geführt. Ihren Mitgliedern sei für die wertvolle Mitarbeit der beste Dank ausgesprochen.

Der Redaktor: *W. F. Oberholzer*

### Jahresrechnung 1974

#### Betriebsrechnung

Einnahmen	Mitgliederbeiträge	22 610.11	
	Zinsen	6 210.15	
	Zeitschrift:	Verlagsverkauf 1973	26 835.90
		Verkauf an Mitglieder	670.—
		Autorbeiträge	24 277.50
		Inserate	300.—
	Subvention	SNG	6 900.—
		<hr/> 87 803.66	
Ausgaben	Zeitschrift:	1/1974 (–179.30 Gutschrift)	27 313.90
		2, 3/1974) (–5000.— Anzahlung)	55 551.90
		1/1975 Anzahlung	5 000.—
	IMA und IAGC	303.50	
	Honorar an Redaktor, Kassier und Sekretär	4 000.—	
	Reisebeiträge (IMA Regensburg)	1 000.—	
	Verwaltungsspesen und Drucksachen	4 569.65	
	Defizit Jubiläumstagung Neuenburg	1 503.50	
		<hr/> 99 242.45	
Betriebsverlust		<hr/> 11 438.79	
		<hr/> 87 803.66	

#### Bilanz per 31. 12. 1974

Aktiven	Postcheck	7 175.52
	Kontokorrent	1 664.35
	Depositenkonto	3 875.75
	Anlagesparkonto	63 616.30
	Kasse	178.66
	Wertschriften (nominal)	25 000.—
Passiven	Leemann AG	<hr/> –60 551.90
Kapitalstand per 31. 12. 1974		<hr/> 40 758.68
Abschluss	Kapitalstand per 31. 12. 1973	52 197.47
	Betriebsverlust	11 438.79
		<hr/> 40 758.68

Der Kassier: *M. Weibel*

## B. Sitzungsprotokoll

### 1. Geschäftliche Sitzung

Samstag, 4. Oktober 1975, 17.40 Uhr, Bullingerhaus, Jurastrasse 13.

Vorsitz: Dr. A. Spicher, Basel (Präsident).

Anwesend: 15 Personen.

1. Bericht des Präsidenten für das Jahr 1974 (siehe S. 567).
2. Bericht des Redaktors (siehe S. 569).
3. Der Kassier erläutert die auf Seite 570 abgedruckte Rechnung für das Jahr 1974. Diese schliesst mit einem Betriebsverlust von Fr. 11 438.79. Das Defizit wäre noch grösser, wenn nicht die Autorenbeiträge von Heft 2/1973 erst 1974 eingegangen wären, wenn nicht ein Teil der Mitgliederbeiträge für das Jahr 1975 bereits 1974 einbezahlt worden wären und wenn 1974 nicht die Verrechnungssteuer-Rückerstattung von zwei Jahren zusammengekommen wäre. – Auf Antrag der beiden Rechnungsrevisoren (Prof. A. Steck und Dr. M. Frey) wird die Jahresrechnung einstimmig genehmigt und dem Kassier unter Verdankung seiner Arbeit Décharge erteilt.
4. Budget 1976. Der vom Kassier vorgelegte Voranschlag sieht pro 1976 Ausgaben im Betrage von Fr. 88 500.– vor. Das dabei zu erwartende Defizit von Franken 14 500.– sollte nach Möglichkeit durch eine Subvention der SNG gedeckt werden. Das Budget wird einstimmig genehmigt.
5. Alle vom Vorstand im Zusammenhang mit der neu umschriebenen Mitgliedschaft der SMPG innerhalb der SNG vorgeschlagenen Statutenänderungen werden einstimmig genehmigt. Die sechs neu formulierten Artikel 3, 6, 7, 11, 20 und 22 lauten nun wie folgt:

*Art. 3.* Die SMPG ist eine Mitgliedgesellschaft der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (SNG) und gehört dem Schweizerischen Landeskomitee für Geologie, dem Schweizerischen Landeskomitee für die INQUA (Internationale Union für die Quartärforschung), der Internationalen Mineralogischen Assoziation und der Internationalen Assoziation für Geochemie und Kosmochemie an.

*Art. 6.* Persönliche Mitglieder der SMPG können Einzelpersonen werden, die sich für die Wissensgebiete der Mineralogie, Kristallographie und Petrographie interessieren und gesonnen sind, die Ziele der Gesellschaft zu fördern.

*Art. 7.* Die persönlichen Mitglieder entrichten entweder einen jährlichen Mitgliederbeitrag oder erwerben durch eine einmalige Ablösung in der Höhe des zwanzigfachen geltenden Jahresbeitrages die lebenslängliche Mitgliedschaft. Für Studierende bis zum 27. Altersjahr wird der Jahresbeitrag ermässigt. Die Jahresbeiträge werden durch Beschluss der Mitgliederversammlung festgesetzt. Persönliche Mitglieder, die während 50 Jahren der Gesellschaft angehörten, sind von der Entrichtung des Jahresbeitrages befreit. Jahresbeiträge sind zu Beginn des laufenden Jahres fällig. Das Vereinsjahr ist das Kalenderjahr.

*Art. 11.* Die Mitglieder der SMPG sind gleichzeitig Mitglieder der SNG. Die SMPG entrichtet pro zahlendes Mitglied einen vom Senat der SNG festzusetzenden Betrag an die SNG.

*Art. 20, f.* Wahl des Vorstandes und zweier Rechnungsrevisoren.

*Art. 22, Abs. 3.* In Verbindung mit der Mitgliederversammlung finden in der Regel Exkursionen statt, über deren Verlauf ebenfalls ein kurzer Bericht in den SMPM erscheinen soll.

6. Der Präsident orientiert über die Vertretung der SMPG in den Gremien der SNG:  
 Sektion III der SNG, Erdwissenschaften: Dr. A. Spicher (Stellvertreter Prof. M. Grünenfelder).  
 Landeskomitee für Geologie: Dr. A. Spicher (Stellvertreter Prof. M. Grünenfelder).  
 Senat der SNG: Dr. H. A. Stalder (Stellvertreter Dr. A. Spicher).  
 Mitgliederversammlung SNG: Dr. A. Spicher.
7. Als neuer Rechnungsrevisor für die Jahre 1976 und 1977 wird an Stelle des aus-tretenden Dr. M. Frey, Dr. F. Persoz, Neuenburg, gewählt.

Der Sekretär: *H. A. Stalder*

## 2. Wissenschaftliche Sitzung

Samstag, 4. Oktober 1975, Bullingerhaus, Aarau.

Vorsitz: Proff. A. Streckeisen, V. Trommsdorff, J. von Raumer und H. Schwander.

Anwesend: 40 bis 70 Mitglieder.

**K. Bucher** (Zürich): *Phasenbeziehungen in Al-führenden kieseligen Metadolomiten des Bergell-Ostrandes*. Erscheint in Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 56, 1.

**H. Oterdoom** (Vortragender), **B. W. Evans** und **V. Trommsdorff** (Zürich): *Ein Modell der Serpentinegleichgewichte im System MgO-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. Erscheint in Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 56, 1.

**V. Trommsdorff** (Vortragender), **B. W. Evans** und **W. Richter** (Zürich): *Eklogit/Rodinit-Übergänge in Ultramafititen der Cima-Lunga-Serie*.

Im Bereiche der zentralalpiner Amphibolitfazies enthalten ultramafische Linsen der Cima-Lunga-Serie zwischen Verzasca- und Tessental, der Wurzelzone östlich Bellinzona, des Misox und der Adula häufig Linsen und perlschnurartig aufgereichte Boudins metamorpher, ehemaliger basischer Gänge. Diese Gänge verlaufen teilweise diskordant zum «Layering» der Ultramafica und stehen in einzelnen Fällen in direkter Verbindung mit eklogitischen oder amphibolitischen Gesteinen der Umgebung.

Das Zentrum der Boudins wird teils von Eklogit, teils von Kalksilikatgesteinen gebildet, welche in bezug auf Chemismus und Mineralbestand Übergänge ineinander zeigen. So variiert zum Beispiel kontinuierlich CaO von 11,8 bis 20,2% und Na<sub>2</sub>O von 3,0 bis 0,35 zwischen Eklogit und Kalksilikatgestein (Fig. 1). Parallel zu dieser Variation geht die Mineralparagenese des Eklogits: Omphazit + Pyralspit + Zoisit + Rutil über Al-Diop-sid + grossularreichen Pyralspit + Epidot + Titanit in Diopsid + Grandit + Titanit + Epidot über. Besonders auffällig ist die Variation im Granatchemismus (Fig. 2). Analoge, bereits von DAL VESCO (1953) und von GANSSER und DAL VESCO (1962) beschriebene Kalksilikatlinsen gleichen nach Struktur, Chemismus und Mineralbestand Rodingiten, wie sie verbreitet in niedrigen metamorphen Ultramafititen des Penninikums gefunden wurden (zum Beispiel DAL PIAZ 1967, KEUSEN 1972). Die Tatsache, dass im Pen-ninikum der Zentralalpen progressive Metamorphose von Serpentin in Talk-Olivin-

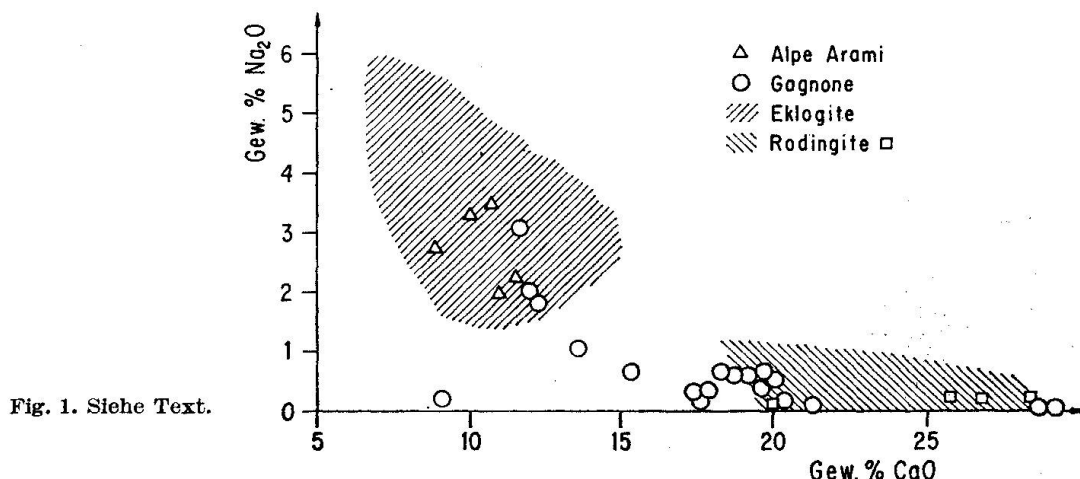


Fig. 1. Siehe Text.

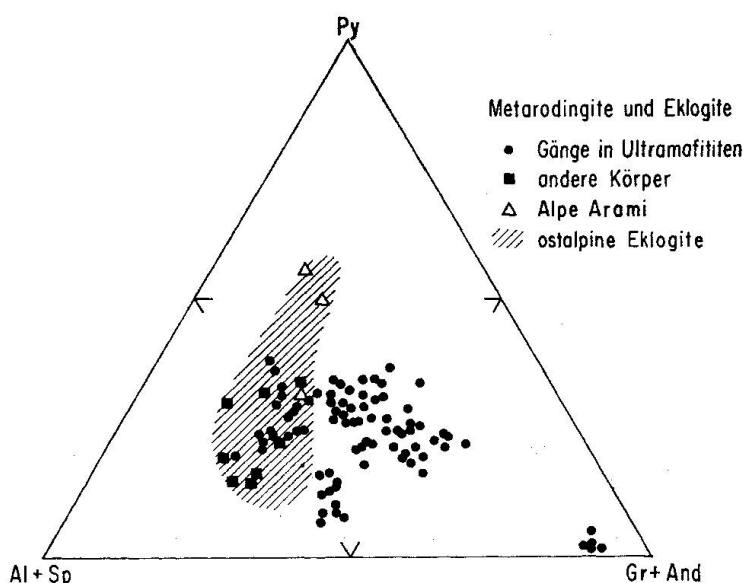


Fig. 2. Gatanalysen aus Eklogiten und Rodingiten der Cima-Lunga-Serie, berechnet auf die Komponenten Pyrop (Py), Almadin + Spessartin (Al + Sp) und Grossular + Andradit (Gr + And).

gesteine und schliesslich Enstatit-Olivingesteine nachgewiesen werden kann (TROMMSDORFF und EVANS 1974, Tafel I) und in Übereinstimmung damit der extrem niedrige Ca-Gehalt vieler Ultramafica (TROMMSDORFF und EVANS 1969) legt den Schluss nahe, dass es sich bei den Kalksilikatlinsen um hoch metamorphe Rodingite handelt, ähnlich wie sie von FROST (1975) aus der Kontaktaureole des Mt. Stuart (Washington) beschrieben wurden. Die Übergänge in Eklogite lassen darauf schliessen, dass die Rodingitisierung, wie übrigens auch in anderen Bereichen des Penninikums (DIETRICH, 1969, S. 91) vielfach nicht vollständig erfolgte.

Gegen die umhüllenden Ultramafica hin gehen die Eklogite in Granat-Hornblende-felse oder Granatamphibolite, die Rodingite mit scharfem Kontakt in Diopsid-Hornblende-felse über. Der weitere Übergang in die Ultramafica erfolgt über eine aktinolith-reiche und schliesslich Al-chloritreiche Zone.

Metarodingitgänge wurden im Gebiete der Cima di Gagnone auch in Granatperidotiten gefunden. Geht man von der heute allgemein akzeptierten Hypothese aus, dass Rodingitisierung im Zusammenhang mit Serpentinisierung erfolgt, so können diese Granatperidotite nicht direkt aus dem oberen Mantel bezogen werden. Andernfalls müsste Rodingitisierung auch im Bereiche sehr hoher Metamorphose und unabhängig von Serpentinisierungsprozessen möglich sein. Welche Alternative zutrifft, kann gegenwärtig nicht



schlüssig bewiesen werden, wenn auch die Indizien der im Gang befindlichen Untersuchungen (Gang-Rahmengesteinszusammenhänge, progressive Metamorphose von Serpentin usw.) eher für die erste Möglichkeit sprechen. Beide Möglichkeiten bedingen jedoch eine Mehrphasigkeit der Metamorphose in den zentralalpinen Ultramafica.

#### Literatur

- DAL PIAZ, G. V. (1967): «Le granatiti (rodingiti l. s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane»: Memorie della Società Geologica Italiana, Pisa, 67, 267–313.
- DAL VESCO, E. (1953): Genesi e metamorfosi delle rocce basiche e ultrabasiche nell'ambiente mesozonale dell'orogene penninico: S.M.P.M., 33, 173–480.
- DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich: Diss. ETH Zürich: Verlag Herbert Lang & Cie AG, Bern.
- FROST, B. R. (1975): Contact metamorphism of serpentinite, chloritic blackwall and rodingite at Paddy-Go-Easy Pass, Central Cascades, Washington: Jour. Petrol., 16, 272–313.
- GANSSER, A. und DAL VESCO, E. (1962): Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose der alpinen Wurzelzone: S.M.P.M. 42, Heft 1, 153–168.
- KEUSEN, H. R. (1972): Mineralogie und Petrographie des metamorphen Ultramafit-Komplexes vom Geisspfad (Penninische Alpen): S.M.P.M. 52, 385–478.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B. W. (1969): The Stable Association Enstatite-Forsterite-Chlorite in Amphibolite Facies Ultramafics of the Lepontine Alps: S.M.P.M. 49/2, 326–332.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B. W. (1974): Alpine metamorphism of peridotitic rocks: S.M.P.M. 54, 333–352.

### R. Oberhänsli (Vortragender) und V. Dietrich (Zürich): *Geochemische Untersuchungen an Metabasalten der alpinen Ophiolithe.*

*Einführung.* Die hier zusammengefassten vorläufigen Ergebnisse beruhen auf 160 Vollanalysen an Meta-Basalten (Pillow-Laven, -Brekzien und tuffogenen/hyaloklastischen Lagen sowie Sills und Dikes) des Penninikums, welche röntgenfluoreszenzanalytisch ermittelt wurden. Eine ausführliche Darstellung des Verfahrens und der chemischen Daten ist in Vorbereitung.

Mit Hilfe vergleichender geochemischer und petrographischer Studien an ozeanischen Basalten und metamorphen alpinen Ophiolithen wird versucht, die ozeanische Kruste des Penninikums während des jüngeren Mesozoikums zu rekonstruieren. Während Tholeiitbasalte überwiegend in ozeanischen Rücken erstarrten, entstammen Alkalibasalte meist submarinen Vulkanen und Kalkalkalibasalte den randlichen Inselbögen der Ozeane (SHIDO et al., 1974 und MIYASHIRO, 1975).

*Vorkommen.* Das Penninikum in den Alpen ist durch die Anwesenheit von mafischen und ultramafischen Gesteinen gekennzeichnet. *Drei verschiedene Gruppen von Mafititen* können aufgrund feldpetrographischer Beobachtungen im Penninikum der Westalpen und Graubündens (DIETRICH et al., 1974) sowie am Alpenordrand (DIETRICH, 1976) ausgedehnt werden:

1. In die mehrere tausend Meter mächtigen jurassischen bis kretazischen Bündnerschiefer sind verschiedene bis zu 100 m mächtige Horizonte von Amphiboliten, Prasiniten und Grünschiefern eingelagert. Serpentine und Talkschiefer treten vereinzelt auf. Grobkörnige Meta-Gabbros sind sehr selten. Analysierte Vorkommen: *Versoyen, Visp, Tomül-Safiental, Ucello, Avers, Piz Duan*. In einzelnen Grünschiefer-Vorkommen (zum Beispiel Versoyen und Visp) wurden reliktsche Pillow- und Hyaloklastit-Strukturen erkannt (DIETRICH und OBERHÄNSLI, 1975). In vielen Fällen können die Grünschiefer und Amphibolite als 1 bis 10 m mächtige Sills und geringmächtige, mit Bündnerschiefern wechsellagernde, tuffogene Horizonte interpretiert werden.

2. Die *typischen Ophiolithe* Graubündens stellen eine meist tektonisch verscherte Abfolge von Serpentiniten, Meta-Gabbros und Meta-Pillow-Laven dar.

Ursprüngliche Kontaktverhältnisse zwischen den mafischen und ultramafischen Ophiolithgliedern sind kaum zu rekonstruieren. Diese Vorkommen sind nicht «lit par lit» in

die Bündnerschiefer eingelagert, sondern werden von oberjurassischen bis unterkretazischen geringmächtigen pelagischen Sedimenten (Kalkschiefer, Kalkmarmore, Kalkphylite, Kieselschiefer und Radiolarite) begleitet. Analysierte Vorkommen: *Platta-Decke (Oberhalbstein)*, *Unterengadiner Fenster (Bürkelkopf, Tarasp)* und *Aroser Zone (Arosa, Davos, Klosters)*.

3. Am Alpennordrand liegen zwischen helvetischen und ultrahelvetischen Flyschen sowie ostalpinen (beziehungsweise kalkalpinen) Einheiten isolierte und meist geringmächtige Vorkommen schwach metamorpher Pillow-Laven und Hyaloklastite, welche mit pelagischen Sedimenten (Radiolariten, Thithon-Calpionellenkalken und Unterkreide-Kalkphylliten) vergesellschaftet sind. Analysierte Vorkommen: *Aroser Zone (Liechtenstein, Grosses und Kleines Walsertal)*, *Hindelang, Strobl* (tekton. Fenster des Rheno-Danubischen Flysches am Wolfgangsee).

*Chemismus.* Die Proben der Pillows (Rand und Zentrum), der Sills und der tuffogenen Horizonte der *Gruppe 1* liegen in Grünschieferfazies vor. Die Chemismen der Pillows und Sills (aufgrund der Hauptelemente) decken sich mit der chemischen Variationsbreite der Tholeiitbasalte. Die  $K_2O$ -Gehalte sind mit Ausnahme der Glaukophan führenden Schiefer des Avers sehr niedrig und typisch für einen tholeiitischen Chemismus. Die feldpetrographische Interpretation der geringmächtigen Grünschieferlagen als tuffogene Horizonte in den Bündnerschiefern wird durch die hohen Streuwerte in den Alkalien und  $SiO_2$ -Gehalten gestützt. Weitere Untersuchungen über Schwermineralspektren und Spurenelementverteilungen sind vorgesehen.

Die Proben der *Gruppe 2* gehören der Prehnit-Pumpellyit-Fazies (Arosa-Davos) und der Pumpellyit-Aktinolith-Zone (Oberhalbstein und Unterengadin) an. Die Sills und Gabbros sowie die Oberhalbsteiner Pillow-Laven zeigen deutlich tholeiitischen Chemismus. In den Pillow-Laven ist die chemische Variabilität recht gross. Die Randpartien der Pillows enthalten tiefere  $SiO_2$ - und  $Na_2O$ -Gehalte als die Zentren;  $TiO_2$ , CaO und  $FeO_{total}$  sowie stellenweise  $K_2O$  sind angereichert. Gegenüber frischen Pillow-Basalten ist  $Na_2O$  in den Zentren der Meta-Pillow-Basalte bis zu 6 Gew. % angereichert.  $Al_2O_3$ , MgO und  $K_2O$  lassen keine eindeutige Variation zwischen Rand und Zentrum erkennen.

Diese Ergebnisse stehen in Einklang mit den chemischen Unterschieden zwischen frischen und verwitterten Pillow-Laven beziehungsweise Gläsern der ozeanischen Basalte. Frische Pillow-Laven zeigen mit Ausnahme der alleräussersten Glasränder einen konstanten Chemismus vom Rand bis zum Zentrum. Während submariner Verwitterungsprozesse und hydrothermaler Aktivität in den ozeanischen Rücken und Bruchzonen fanden Anreicherungen von  $FeO_{total}$ ,  $TiO_2$ ,  $K_2O$  und CaO in den glasigen Pillowrändern statt, während MnO,  $Na_2O$ ,  $SiO_2$  und MgO ausgetauscht wurden (MELSON und THOMPSON, 1973; BONATI, 1975). Für die Variationsbreite der  $SiO_2$ - und  $Na_2O$ -Gehalte der alpinen Pillow-Laven könnte demnach ein metasomatischer Austausch sowohl im ozeanischen Stadium als auch während der alpinen Metamorphose stattgefunden haben, wodurch die sogenannte «Spilitisierung» erreicht wurde. In dieser Weise könnten die eher andesitischen Pillow-Laven (mit kalk-alkalischem Trend) von Davos und Klosters gedeutet werden. Andernfalls würde der andesitische Chemismus dieser Pillow-Laven im krassen Gegensatz zu den tholeiitischen Chemismen der ozeanischen Kruste stehen (SHIDO et al., 1974 und MIYASHIRO, 1975).

Die Proben der *Gruppe 3* gehören der Zeolithfazies an. An diesen isolierten und völlig dislozierten Meta-Basalten zeichnen sich zwei chemische Trends ab. Die Pillow-Laven zeigen sowohl einen tholeiitischen Chemismus (Iberg, Liechtenstein, Walsertäler, Hindelang) als auch tholeiitische und alkalibasaltische Chemismen (Fenster von Strobl).

Die vorliegenden geochemischen Daten erlauben folgende *zusammenfassende Aussage*: In den penninischen Mafititen konnte ein tholeiitbasaltischer chemischer Trend nachgewiesen werden. Für den südpenninischen Ablagerungsraum bedeutet dies einen Nachweis typischer ozeanischer Kruste. Die chemische Variation innerhalb der Meta-Pillow-Laven könnte durch metasomatische Vorgänge erklärt werden. Eine genetische Interpretation ist zurzeit noch fragwürdig. Die Tuffe, Pillow-Laven und Sills aus den Walliser und Averser Bündnerschiefern zeigen ebenfalls tholeiitischen Charakter. Das Auftreten

der tuffogenen Lagen setzt einen Vulkanismus in einem zumindestens flachen Meeresniveau voraus.

Alle Proben wurden mit Hilfe der Philips-Röntgenfluoreszenzanlage am Mineralogischen Institut der Universität Bern analysiert, wofür wir den Berner Kollegen, insbesondere den Herren Tj. Peters und B. Wieland danken möchten. Diese Arbeit konnte im Rahmen des Schweizerischen Nationalfonds-Projektes Nr. 2.0310.73 ausgeführt werden.

#### Literatur

- BONATTI, E. (1975): Metallogenesis at Oceanic Spreading Centers. *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 3, 401-431.
- DIETRICH, V. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen, eine Arbeitshypothese. *Geotekt. Forsch.* 50, 1-84.
- DIETRICH, V. und OBERHÄNSLI, R. (1975): Die Pillow-Laven des Vispertales. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 55, 79-87.
- DIETRICH, V., VUAGNAT, M. und BERTRAND, J. (1974): Alpine Metamorphism of Mafic Rocks. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 54, 291-332.
- MELSON, W. G. and THOMPSON, G. (1973): Glassy Abyssal Basalts, Atlantic Sea Floor near St. Paul's Rocks: Petrography and Composition of Secondary Clay Minerals. *Bull. geol. Soc. Amer.* 84, 703-716.
- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, Characteristics, and Origin of Ophiolites. *J. Geol.* 83, 249-281.
- SHIDO, F., MIYASHIRO, A. and EWING, M. (1974): Compositional Variation in Pillow-Lavas from the Mid-Atlantic Ridge. *Marine Geol.* 16, 177-190.

**R. Schmid** (Zürich): *Thermochemische Mischungseigenschaften von Pyrop-Almandin-Grossular.*

**Therese Schumacher** (Zürich): *Beziehungen zwischen Margna-Decke, Serpentinitt und Bergeller Intrusion im Val Ventina (Malenco).* Erscheint in *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 56, 2.

**A. Steck** (Lausanne): *Albit-Oligoklasparagenesen der Peristeritmischungslücke aus alpin progressiv metamorphen Gneisen des Gotthardmassivs.*

**H. Klein** (Basel): *Alumosilikat-führende Quarz-Feldspat-Knauern im Lepontin.*

**E. Wenk** (Basel): *Demonstration von gesetzmässigen mikroskopischen Verwachsungen von Andesin mit basischem Labradorit.*

Um andere auf ein leicht übersehenes Phänomen aufmerksam zu machen, wird ein Beispiel aus einer im Druck befindlichen Arbeit<sup>1)</sup> demonstriert; die röntgenoptischen und elektronenmikroskopischen Resultate werden nicht berührt. Die seitherigen lichtoptischen Resultate werden folgendermassen zusammengefasst:

1. Es bestätigt sich, dass 110, 110 und 100 die wichtigsten mikroskopisch messbaren Kontaktflächen der beiden Partner sind; es treten jedoch auch 001, 010, 130 und die Bavenoflächen auf. Ausserdem sind besonders bei grobem Lamellenbau, auf dem U-Tisch scharf einstellbare, teils geradlinige teils bogenförmige Spuren von Grenzflächen zwischen Andesin und Labradorit zu beobachten, die sich nicht indizieren lassen. Verbreitet sind auch unregelmässige Konturen zwischen Flecken mit unterschiedlichem Relief. Diese Fleckenplagioklase sind nicht alle auf Schnitteffekt zurückzuführen.

2. Die Lamellen können eingemessen werden, solange sei einige Hundertstel mm breit sind; wenige sind Zehntel mm breit. Der Lamellenbau setzt sich aber oft in Parallelscharen in den submikroskopischen Bereich fort. Je nach Schnittlage und Dimension

<sup>1)</sup> E. WENK, H. R. WENK, A. GLAUSER und H. SCHWANDER: Intergrowth of andesine and labradorite in marbles of the Central Alps. *Contrib. Mineral. Petrolog.* 53, 1975.

der Lamellen resultiert dann flauere Auslöschung, vor der die U-Tisch-Methode kapituliert, oder aber einheitliche Summenoptik, wobei die Raumlage der Indikatrix einen mittleren An-Gehalt (zum Beispiel zwischen An 40 und 60) anzeigt, je nach dem Volumenverhältnis der Andesin- und Labradoritdomänen.

3. Unsere optischen Durchschnittswerte An 34 und 65 stehen den Idealzusammensetzungen An 33,3 und 66,7 nahe. Aber die erwähnte bisweilen schummerige Auslöschung könnte anzeigen, dass wir mit optischen Mitteln oft nicht die Endglieder erwischen. Diese könnten näher bei An 30 und 70 liegen – Zahlen, die COLE, SÖRUM und TAYLOR 1951 vorgeschlagen haben. FEDOROWS 1898 postuliert, «gesondert auftretende» Typen An 25 und 75 dürften aber zu weit abseits liegen. Analysiert man das heutige Datenmaterial nach der Methode von Fedorow, so liegen die Knickstellen der optischen Migrationskurven-Tief in der Nähe von An 30 und 70.

4. Neben Plagioklasen, in denen die Labradoritphase vorherrscht, kommen auch solche vor, in denen Andesin der Wirt und Labradorit der Gast ist.

5. Es handelt sich um *Wachstumsstrukturen*, nicht um Entmischungen (siehe auch ANDERSEN 1928, Antiperthit). Ein neuerdings gefundenes Beispiel (Gorduno-Arami), in dem die Flächen 110,  $\bar{1}\bar{1}0$  und 100 bastionartige, vorragende und einspringende Zonen aufbauen, zeigt das erneut. Körner mit mikroskopischen Verwachsungen Andesin/Labradorit sind nie polysynthetisch verzwilligt.

6. Alle 22 bisher belegten Marmore mit Plagioklaskörnern, die aus den zwei Phasen Andesin und Labradorit bestehen, führen Skapolith, seltener Klinozoisit, als Hauptgemengteil, oft in direktem Kornkontakt. Sie treten ausnahmslos in der metamorphen Zone auf, in der Marmore, die kein anderes Ca-Al-Silikat führen, Anorthit enthalten. Am gleichen Fundort und sogar im gleichen Dünnschliff führen Bänder von Diopsidmarmor Anorthit, Skapolithmarmor aber Andesin + Labradorit.

In Amphiboliten, wo ebenfalls zwei Hauptgemengteile Ca und Al konsumieren, sind Zwei-Plagioklas-Lamellensysteme seltener zu beobachten. Die Lamellen sind hier feiner, und polysynthetische Verzwillung ist die Regel. Doch sind weitere Untersuchungen abzuwarten.

Metamorphe Plagioklase verdienen besonderes Interesse, da sie über Subsolidus-Bedingungen informieren.

#### A. Stahel (Zürich): *Quantitative Diffraktometrie: Ergebnisse und Probleme.*

*Abstract.* A method for improving the quality of powder samples for quantitative X-ray diffraction analysis is described. The precision of intensity measurements obtained using the PHILIPS 1170/01 automatic sample changer compares favourably with values determined employing the rotating specimen holder.

##### 1. Allgemeines

Der Erfolg einer quantitativen pulverdiffraktometrischen Phasenanalyse hängt weitgehend von der Qualität der Präparate ab. Der Aufbereitungs- und Präparationsprozess wird somit kritisch, sind doch hohe Anforderungen bezüglich Feinheit und Homogenität des Pulvers, Zufälligkeit der Kristallorientierung und Beschaffenheit der Probenoberfläche zu erfüllen (KLUG und ALEXANDER, 1974).

Ob ein bestimmtes Aufbereitungs- und Präparationsverfahren geeignet ist, kann sehr einfach anhand der Genauigkeit (precision) oder Reproduzierbarkeit der Intensitätsmessungen beurteilt werden. Es ist deshalb notwendig, mehrere Präparate einer Probe herzustellen und zu messen und die Standardabweichung  $s$  oder den Variationskoeffizienten  $v$  als Masszahlen für die Reproduzierbarkeit zu berechnen. Die Fehlerursachen können mit diesem einfachen Verfahren nicht aufgeschlüsselt werden. Entsprechende Detailuntersuchungen, wie sie zum Beispiel PERSOZ (1969) beschrieb sowie theoretische Überlegungen zeigen aber deutlich, dass die Resultate durch Fehler in Aufbereitung und Präparation viel stärker als durch rein messtechnische Fehler beeinträchtigt werden.

Über die Grössenordnung der üblicherweise erzielten Genauigkeiten gibt die Literatur

nicht immer deutlich Auskunft. Im allgemeinen sind Variationskoeffizienten zwischen 5% und 10% noch annehmbar. Werte von 2 bis 5% sind als gut, solche unter 2% als sehr gut einzustufen. Sie lassen sich nur erzielen, wenn die Fehler für jeden Schritt des Bestimmungsverfahrens minimalisiert werden und wenn günstige mineralogische Voraussetzungen erfüllt sind.

## 2. Entwicklung einer Aufbereitungs- und Präparationsmethode

Die Methode wurde im Hinblick auf eine teilweise Automatisierung der quantitativen Phasenanalyse mittels Schrittmotor und automatischem Probenwechsler entwickelt. Sie baut auf verschiedenen Annahmen auf:

- Pulverförmige Proben können im selben Arbeitsgang feingemahlen und homogenisiert werden.
- Sehr feinkörnige, trockene Pulver sind nur mühsam zu handhaben. Durch Zusatz eines flüssigen Bindemittels entsteht ein plastischer bis viskoser Brei, der leicht homogenisiert und in die Präparatträger eingefüllt werden kann. Das erhärtete Präparat ist stabil und kann somit besonders gut im automatischen Probenwechsler verwendet werden.
- Durch Abschleifen des Präparates mit grobem Schmirgelpapier wird eine genau in der Ebene des Präparatträgers liegende aufgeraute Oberfläche erzeugt, was den Grad der Zufälligkeit im Sinne von PETERS (1970) erhöht.

In ersten Versuchen erwies sich Bienenwachs als fast ideales Bindemittel. Bienenwachs, in Drogerien erhältlich, wird bei etwa 50°C flüssig und kann leicht mit Pulvern vermischt werden. Sobald die Temperatur abfällt, erstarrt die Paste schnell und ist dadurch schleifbar. Die Röntgenaufnahmen werden nicht wesentlich gestört (Abb. 1).

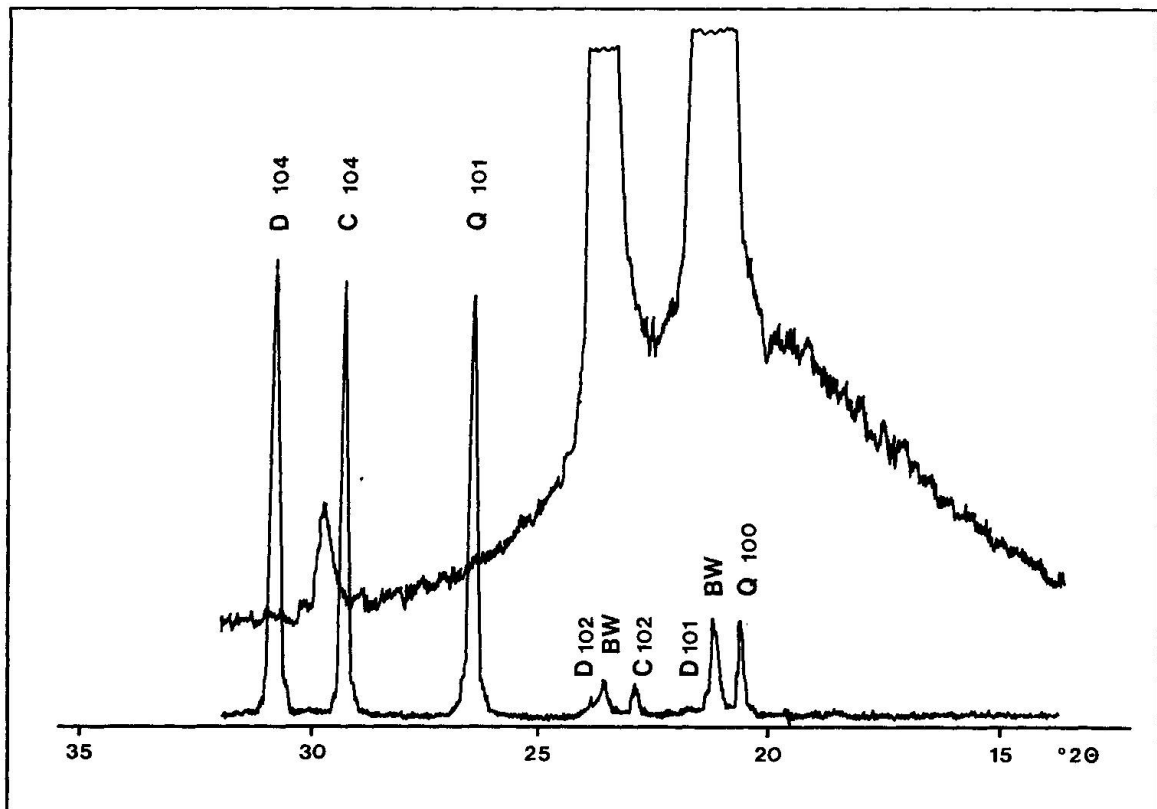


Abb. 1: Diffraktometeraufnahme von reinem Bienenwachs und einer Mischung Bienenwachs: (Quarz + Calcit + Dolomit) = 1 : 4.

Das dargelegte Konzept kann auf verschiedene Arten realisiert werden. Eine mögliche, praktisch erprobte Laborvorschrift wird nachfolgend zusammengefasst.

*Aufbereitung:* Mahlen der Probe, Mischungskomponenten usw. auf Feinheit  $< 125 \mu\text{m}$ ; Probe mit Standardsubstanz usw. vereinigen und etwa 3 g mit Mahlhilfsmittel (Aceton, Alkohol, Cyclohexan) in 10-cm<sup>3</sup>-Mahlggefäss auf Scheibenschwingmühle «Siebtechnik» feinmahlen; optimale Mahldauer von der Art der Probe abhängig, Grössenordnung 10–30 Minuten.

*Präparation:* 4 Teile Probe + 1 Teil Bienenwachs im Tiegel auf Heizplatte (60 bis 100°C) erhitzen und intensiv von Hand und mit Laborrührer homogenisieren; je im Überschuss und immer noch auf Heizplatte in 5 Präparatträger einfüllen; erkaltete Präparate mit Schmirgelpapier (Körnung 220) auf flacher Unterlage unter leichter Druckanwendung abschleifen.

Ein zweistufiger Mahlprozess ist allgemein üblich (BRISTOL, 1968; TILL und SPEARS, 1969; OTALORA und HESS, 1969; PATZAK, 1972; CLARK und PRESTON, 1974). Die Präparation weicht hingegen von bisher üblichen Methoden ab. So präparieren einige Autoren (TATLOCK, 1966; GUNATILAKA und TILL, 1971), indem sie das Pulver von der Rückseite der rechteckigen Präparathalter her einfüllen und verdichten; andere stellen Pillen her, wie sie auch für XRF-Untersuchungen gebraucht werden (PATZAK, 1972; COSGROVE und SULAIMAN, 1973; CLARK und PRESTON, 1974). In den meisten der zitierten Veröffentlichungen wird empfohlen, zwei oder mehr Präparate für eine Probe herzustellen. Die hier geforderte Anzahl von 5 Präparaten genügt statistischen Anforderungen und kann noch mit vertretbarem Aufwand hergestellt werden.

Das vorgeschlagene Präparationsverfahren bringt keinerlei Einschränkungen in der Wahl des Bestimmungsverfahrens mit sich. Insbesondere können alle Möglichkeiten wahrgenommen werden, die Bestimmung der Absorption zu umgehen (KLUG und ALEXANDER, 1974; CHUNG, 1974, 1975).

Neben Bienenwachs kommen viele andere Bindemittel in Frage, so zum Beispiel Paraffin oder Epoxy- und andere Giessharze, die allerdings die Aufnahmen relativ stark stören. Besonders erfolgreich waren Versuche mit pulverförmigen Acrylat-Kunststoffen, die mit einem Lösungsmittel vermischt werden müssen (Specifix, Struers; Beracryl, Troller AG 4843 Fulenbach). Das Lösungsmittel wird im Überschuss zugegeben, wodurch leicht homogenisierbare Pasten entstehen. Nach dem Verdunsten der überschüssigen Flüssigkeit bleibt eine genügende Bindewirkung erhalten. Der Kunststoffanteil im fertigen Präparat ist gering; damit bleibt die Aufnahme frei von unerwünschten Reflexen. Ähnliches Verhalten zeigen wasserlösliche Klebstoffe wie zum Beispiel Tischlerleim oder Polyvinylalkohol. Die Schwindrissbildung bereitet einige Schwierigkeiten, die mit einem gewissen präparativen Geschick, in jedem Fall eine Voraussetzung für erfolgreiche Messungen, bewältigt werden können.

### 3. Versuche mit Modellmischungen

Die Messungen wurden mit einer normalen Philips-Ausrüstung<sup>1)</sup> vorgenommen. Als Intensitätsmass wurde entweder die Impulszahl bei festem  $2\theta$  oder die integrale Intensität durch Überfahren des Peaks bestimmt (Zähl- beziehungsweise Integrationszeit 100"). Mit Bienenwachs gebundene Versuchsmischungen von 25% Quarz und je 37,5% Calcit und Dolomit ergaben für die Hauptreflexe Variationskoeffizienten unter 2%. Mit den anderen Bindemitteln wurden diese Werte annähernd erreicht. Die Mischungen wurden jeweils während 20' feingemahlen. Diese Zeit ergab sich aus Untersuchungen über den Einfluss der Mahldauer auf die Genauigkeit der Intensitätsmessung. Eine Verlängerung der Mahldauer von 2 auf 20 Minuten resultierte in einer Verminderung der Variationskoeffizienten von etwa 8% auf 1–2%. Die Wirksamkeit der Feinmahlung wurde zu-

<sup>1)</sup> Generator PW 1130/00/60, Vertikalgoniometer PW 1050/25, automatischer Probenwechsler PW 1170/01. Cu-Breitfokusröhre 40 kV, 25 mA; Ni-Filter, Proportionalzähler, Impulshöhendiskriminator 425/250. Att. 2<sup>4</sup>, Blenden 1°–0,2 mm–1°.

sätzlich durch Korngrössenanalysen<sup>2)</sup> von verschieden lang gemahlene Kieselkalkproben überprüft. Die Ausgangsprobe  $< 125 \mu\text{m}$  wies einen Anteil von 43,2%  $< 20 \mu\text{m}$  auf, der nach 20minütiger Mahlung (3 g) auf 99,9% anstieg. Der Anteil  $< 2 \mu\text{m}$  erhöhte sich von 13,5 auf 53,0%.

In einer ersten Anwendung wurde eine Serie von Mischungen mit 0–100% Quarz und je gleichen Anteilen Calcit und Dolomit gemessen. Es wurde zu Vergleichszwecken mit rechteckigen und rotierenden Präparatträgern gearbeitet.

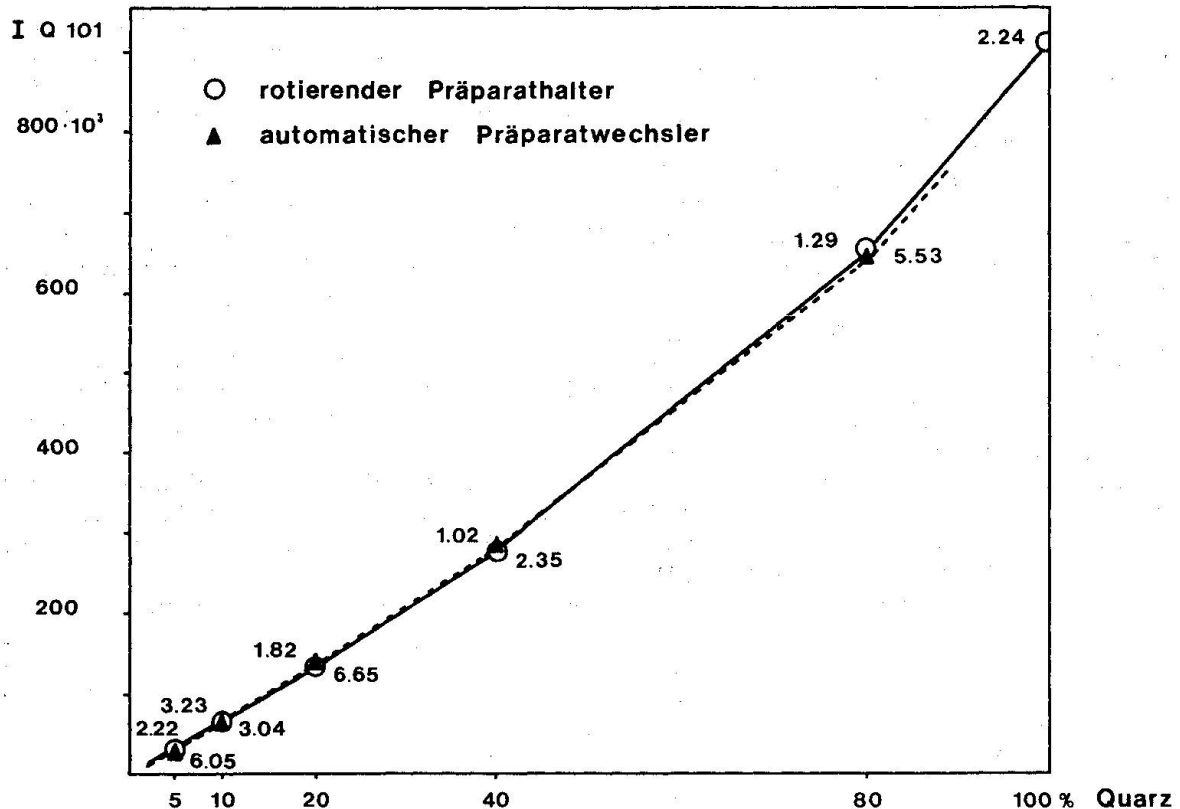


Abb. 2: Mischungen von Quarz mit Calcit und Dolomit. Intensitäten von Quarz 101/Quarzgehalt.

Zahlen über der Kurve:  $v$  [%] für rotierenden Präparathalter.

Zahlen unter der Kurve:  $v$  [%] für automatischen Präparatwechsler.

Die Ergebnisse sind konsistent. Wie Abb. 2 entnommen werden kann, ergibt sich eine gesetzmässige Beziehung zwischen Quarzgehalt und Intensität, wobei die Übereinstimmung zwischen den beiden Präparatträgern gut ist. Die Reproduzierbarkeit der Messungen mit dem automatischen Probenwechsler ist aber im Vergleich mit den rotierenden Präparatträgern deutlich schlechter. Dies konnte auf zwei Ursachen zurückgeführt werden:

- Die Justierung der Goniometerklemme ist schwer konstant zu halten, wodurch ein beträchtlicher Einschubfehler entsteht.
- Die verwendeten Aluminium-Präparatträger sind zu weich. Durch das Abschleifen und durch wiederholten Einschub entstehen Kratzer, welche die Reflexlage und -intensität spürbar beeinflussen.

Die Lösung des Problems bestand darin, die Präparation unabhängig vom Präparatträger auszuführen. Hierfür wurden Messingträger hergestellt, die in die leicht modifizierten Originalpräparatträger passen. Die Trägerplatten von Philips sind eloxiert; die

<sup>2)</sup> Der Autor ist Dr. M. Müller-Vonmoos für die Ausführung der Analysen zu Dank verpflichtet.

Einschubfläche bleibt deshalb hart und glatt. Gleichzeitig wurde die Goniometerklemme durch eine neue, sehr präzise gearbeitete Klemme mit konstantem Federdruck ersetzt.

Die neue Anordnung scheint sich zu bewähren. Bei wiederholtem Einschub werden ähnliche Genauigkeiten wie bei wiederholtem Messen eines einmal eingeschobenen Präparates erzielt (Variationskoeffizient  $\lesssim 0,5\%$ ). Mittelwerte und Variationskoeffizienten einer Eichprobe (5 Präparate), die über eine längere Periode hinweg wiederholt bestimmt wurden, blieben in engen Grenzen konstant. Die Fehler lagen bei Werten  $\lesssim 2\%$ . Mit dem automatischen Probenwechsler können somit ähnliche Genauigkeiten wie mit rotierenden Präparaten erreicht werden.

#### 4. Weitere Anwendungen

Tabelle 1 fasst Messungen verschiedener Gesteinproben zusammen. Die Werte für ausgewählte Reflexe von Hauptkomponenten belegen die Brauchbarkeit der Präparationsmethode. Gesteine mit primär sehr feinkörnigen Komponenten scheinen bessere Ge-

Tab. 1. Reflexintensitäten von Hauptgemengteilen verschiedener Gesteinsproben. Bindemittel Bienenwachs (\*) oder Specifix-Struers (\*\*).

Probe		Q 101	C 104	D 104	Kfp 002	Plag 202	Si 111
Kiesalk (* )	$\bar{X}$	162102	208973	—	—	—	—
	V %	1,96	2,21	—	—	—	—
Molassesandstein OMM (*)	$\bar{X}$	185293	131468	79579	17360	—	—
	V %	4,64	0,93	2,04	3,68	—	—
Molassesandstein OMM (*) (ohne Probenwechsler)	$\bar{X}$	189261	126119	79433	—	—	—
	V %	1,99	1,89	3,17	—	—	—
Molassesandstein OMM (**) (ohne Probenwechsler)	$\bar{X}$	191752	126665	80843	18734	28241	—
	V %	2,60	1,47	1,45	3,77	3,61	—
Molassesandstein OMM (**) (+10 % Si)	$\bar{X}$	168049	110527	69037	17656	—	73285
	V %	3,47	2,39	5,11	3,55	—	5,40
Molassesandstein USM (**) (+10 % Si)	$\bar{X}$	172322	101776	73098	—	25995	76349
	V %	1,12	3,14	6,51	—	3,54	3,54
Granit (*) (Feinmahlung 15')	$\bar{X}$	297143	—	—	73068	103012	—
	V %	6,86	—	—	2,78	1,41	—
Granit (*) (Feinmahlung 30')	$\bar{X}$	285297	—	—	85619	103030	—
	V %	2,97	—	—	4,30	3,96	—

nauigkeiten zu liefern. Die Mahldauer (15') war sicher nicht für alle Gesteine und Minerale optimal. Reines Silizium, als mögliche Standardsubstanz versuchsweise zugemischt, bereitet deshalb Schwierigkeiten. Wegen seines metallischen Charakters genügt die vorgeschlagene Feinmahlung offenbar nicht. Es muss in einem besonderen Prozess auf die gewünschte Feinheit gebracht werden.

Erfreuliche Resultate ergab die Untersuchung von Portlandzementen und Portlandzementpasten (Tabelle 2). Die Variationskoeffizienten sind allgemein klein. Auch geringe Intensitäten lassen sich genau messen, selbst bei nahe zusammenliegenden Reflexen. An Zementpasten, die nach verschiedenen Zeiten mit Aceton am weiteren Abbinden verhindert wurden, liess sich der Abbindevorgang anhand der Intensität ausgewählter Portlandit- und Alit-Reflexe beobachten. Ohne dass absolute Phasenanteile bekannt sein müssen, kann eine deutliche Beziehung zur Abbindezeit aufgezeigt werden. Auf diese Weise könnte etwa das Abbindeverhalten verschiedener Zemente verglichen werden.

#### 5. Ausblick

Die beschriebene Methode ermöglicht es, mit dem automatischen Probenwechsler Philips PW 1170/01 ähnliche Genauigkeiten wie mit rotierenden Präparaten zu erzielen.



Tab. 2: Intensitäten ausgewählter Reflexe von Portlandzementproben

Bindemittel Specifix/Struers. (Zementnotation: C = CaO, S = SiO<sub>2</sub>, A = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, F = Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.)

Probe	Mineral	2 $\theta$	$\bar{X}$	V %
UTR 0	C <sub>3</sub> S	34,350	47627	2,05
	C <sub>3</sub> S	29,415	36094	1,74
	C <sub>3</sub> A(+C <sub>3</sub> S)	33,210	13365	0,73
UTR 1 1 Tag hydratisiert	Ca(OH) <sub>2</sub>	17,960	17655	0,56
	C <sub>3</sub> S	34,350	36987	4,27
UTR 2 2 Tage hydratisiert	Ca(OH) <sub>2</sub>	17,960	29877	1,64
	Ca(OH) <sub>2</sub> (C <sub>4</sub> AF)	34,010	20672	3,70
	C <sub>3</sub> S	34,350	30126	2,56
UTR 7 7 Tage hydratisiert	Ca(OH) <sub>2</sub>	17,960	36463	3,21
	Ca(OH) <sub>2</sub>	34,010	25082	2,63
	C <sub>3</sub> S	34,350	22446	1,25
HBK	C <sub>3</sub> S	29,405	28220	4,18
	C <sub>3</sub> S	34,330	38691	3,05
	C <sub>3</sub> A(+C <sub>3</sub> S)	33,190	19597	2,27
	C <sub>4</sub> AF(+?)	33,865	14156	1,65
HBK + 10 % Si	Si	28,400	44604	4,82
	C <sub>3</sub> S	29,405	27804	3,99
	C <sub>3</sub> S	34,330	36250	2,66
	C <sub>3</sub> A(+C <sub>3</sub> S)	33,190	18361	2,35
	C <sub>4</sub> AF(+?)	33,865	13326	1,28
	Si	47,295	28323	4,50

Damit ist eine wichtige Voraussetzung für die Automatisierung der quantitativen Phasenanalyse erfüllt. Der Aufbereitungs- und Präparationsprozess ist durchaus noch verbesserungsfähig, vor allem im Sinne einer stärkeren Rationalisierung. Die Automatisierung der Messungen wird zurzeit eingeführt, so dass verschiedene Anwendungsbeispiele (Spikes, interner und externer Standard, Verdünnung usw.), auch kompliziertere Probleme mit Hilfe der generalisierten Theorie nach COPELAND und BRAGG (1958) und KARLAK und BURNETT (1966), in Angriff genommen werden können.

Angestrebt wird der Aufbau einer Sammlung von Standard- und Eichpräparaten. Hierfür ist die Stabilisierung der Präparate und ihre Trennung vom Präparatträger eine gute Voraussetzung.

*Verdankung.* Der Autor dankt W. Schneider und E. Schärli für die Ausführung von feinmechanischen und präparativen Arbeiten sehr herzlich.

#### Literaturverzeichnis

- BRISTOL, C. C. (1972): Quantitative determination of some carbonate minerals in greenschists facies meta-volcanic rocks. – *Canad. J. Earth Sci.* 9/1, 36–42.
- CHUNG, F. H. (1974): Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures.  
I. Matrix-flushing method for quantitative multicomponent analysis.  
II. Adiabatic principle of X-ray diffraction analysis of mixtures.  
*J. Appl. Crystallogr.* 7, 519–531.
- (1975): Quantitative interpretation of X-ray diffraction patterns of mixtures.  
III. Simultaneous determination of a set of reference intensities. – *J. Appl. Crystallogr.* 8, 17–19.
- CLARK, N. H. and PRESTON, R. J. (1974): Dilution methods in quantitative X-ray diffraction analysis. *X-ray Spectrometry* 3, 21–25.
- COPELAND, L. E. and BRAGG, R. H. (1958): Quantitative X-ray diffraction analysis. – *Analyt. Chem.* 30, 196–201.
- COSGROVE, M. E. and SULAIMAN, A. M. A. (1973): A rapid method for the determination of quartz in sedimentary rocks by X-ray diffraction incorporating mass absorption correction. *Clay Minerals* 10, 51–55.

- GUNATILAKA, H. A. and TILL, R. (1971): A precise and accurate method for the quantitative determination of carbonate minerals by X-ray diffraction using a spiking technique. – *Min. Mag.* 38, 481-487.
- KARLAK, R. F. and BURNETT, O. S. (1966): Quantitative Phase analysis by X-ray diffraction. – *Analyt. Chem.* 38/12, 1741-1745.
- KLUG, H. P. and ALEXANDER, L. E. (1974): X-ray diffraction procedures. – Wiley, New York/London/Sidney/Toronto.
- OTALORA, G. and HESS, H. H. (1969): Modal analysis of igneous rocks by X-ray diffraction methods with examples from St. Pauls' rock and an olivine nodule. – *Amer. J. Sci.*, 267, 822-840.
- PATZAK, I. (1972): Quantitative röntgenographische Phasenanalyse von Quarz, Cristobalit, Trydmit und Glas in Silikasteinen. – *Tonind.-Ztg.* 96, 291-297.
- PERSOZ, F. (1969): Fidélité de l'analyse quantitative des poudres de roches par diffraction X. – *Bull. Centre Rech. Pau* 3, 329-355.
- PETERS, T. (1970): A simple device to avoid orientation effects in X-ray diffraction samples. *Norelco Reporter* 17, 23-24.
- TATLOCK, D. R. (1966): Rapid modal analysis of some felsic rocks from calibrated X-ray diffraction patterns. – *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1209, 10-19.
- TILL, R. and SPEARS, D. A. (1969): The determinations of quartz in sedimentary rocks using an X-ray diffraction method. – *Clays and Clay Min.* 17, 323-327.

**R. Woodtli** (Lausanne), **M. Vannier** (Fontainebleau) et **M. Toros** (Lausanne): *Présentation d'une carte géologique obtenue par simulation à l'ordinateur.*

En 1971, le premier signataire de ces lignes a présenté une méthode d'enseignement de la prospection minière par simulation (WOODTLI, 1971). A la fin de sa communication, il annonçait que des recherches allaient démarrer en vue de se faire assister dans ces travaux par un ordinateur électronique.

Menées bon train, ces recherches évoluèrent favorablement de sorte qu'un premier exercice assisté par ordinateur a pu se dérouler avec succès au printemps de 1972 à l'Ecole des Mines de Paris. Se fondant sur cette expérience, l'un de nous (M. Vannier) a développé un programme plus élaboré grâce auquel on peut désormais tirer largement parti des qualités d'un ordinateur: rapidité de réponse, énorme capacité de mémoire qui permet d'augmenter considérablement la superficie du territoire à étudier ainsi que la variété et l'abondance des données utilisées, présentation rapide et agréable des résultats qui peuvent eux-mêmes se diversifier, possibilité de répétition, gestion automatique du budget de prospection de chaque équipe, contrôle du matériel de chaque équipe, etc. (WOODTLI, 1974).

Les procédés de préparation d'un exercice et d'élaboration du programme seront présentés ultérieurement. Il suffit de savoir qu'ils sont fondés sur une série de coupes verticales et parallèles entre elles dont les points caractéristiques sont mémorisés par l'ordinateur qui en dérive le modèles tridimensionnel par des interpolations géométriques et numériques en fonction de règles prédéterminées. On conserve par ailleurs la liberté de modifier en tout temps la structure en introduisant de nouvelles phases de déformation (plissements parallèles ou obliques aux lignes structurales déjà établies, réseaux de failles et de décrochements). A noter que les surfaces de séparation entre les divers niveaux géologiques, les plans de failles et de décrochement, les enveloppes de filons, les limites de faciès, etc., doivent être complètement connus à l'intérieur du domaine spatial considéré, pour les valeurs de  $Z$  comprises entre plus et moins l'infini. Initialement, la surface topographique considérée dans l'exercice correspondait à un plan horizontal pris à un niveau quelconque du modèle; la partie du modèle située au-dessus du plan choisi demeurant connue de l'ordinateur, il est possible de changer le niveau de la surface topographique au cours d'une série d'exercices sur le même modèle. (Cette propriété permettrait, par exemple, de mettre en évidence la zonalité des minéralisation autour d'un apex granitique en fonction de la profondeur de l'érosion – niveaux d'Emmons – ou les changements de tout autre variable que l'on aurait programmés – porosité, compacité, degré de métamorphisme, ... –. On voit par là que nos modèles se prêtent à d'autres applications que celles pour lesquelles nous les avons initialement conçus.)

Il nous a paru intéressant d'essayer de créer une surface topographique accidentée, d'une part pour explorer les possibilités de l'ordinateur à cet égard, d'autre part pour donner aux participants à nos exercices une occasion supplémentaire d'apprendre à lire et à interpréter la carte géologique d'une région compliquée. Notre but était de réaliser une sorte d'écorché géologique des roches en place, sans dépôts de couverture; nous cherchions surtout à obtenir une bonne expression morphologique des propriétés physiques des roches et à éviter l'apparition de situations illogiques (inversion de pente dans le profil en long d'un cours d'eau, par exemple) ou difficilement explicables dans le cas considéré (mise en relief de roches tendres ou au contraire sureusement de roches dures, absence de contraste morphologique entre roches contiguës très différentes, etc.).

Dans le modèle régional utilisé pour l'essai, on trouve une série de formations sédimentaires marines, déposées dans un bassin épicontinental et comportant des conglomérats, des arkoses, des grès, des shales, des argilites, des calcaires présentant des changements de composition, des récurrences, des changements latéraux de faciès et des variations de puissance dues notamment à des failles synsédimentaires. Ces dépôts reposent sur un complexe de socle indifférencié, peu accidenté. L'ensemble, intensément plissé et faillé a subi en outre les effets d'une tectonique en touches de piano avec des décrochements et d'importants rejets verticaux et horizontaux.

Nous avons procédé de la manière suivante pour créer une surface topographique plausible (fig. 1):

- On choisit d'abord un plan incliné comme nouvelle surface de référence;
- on crée un relief simplifié par greffage sur le plan de référence de bosses de formes géométriques simples dans lesquelles se prolonge la structure du modèle;
- on insère dans le modèle des surfaces d'érosion simples constituées par des gradins horizontaux d'altitudes différentes reliés entre eux par des plans inclinés.

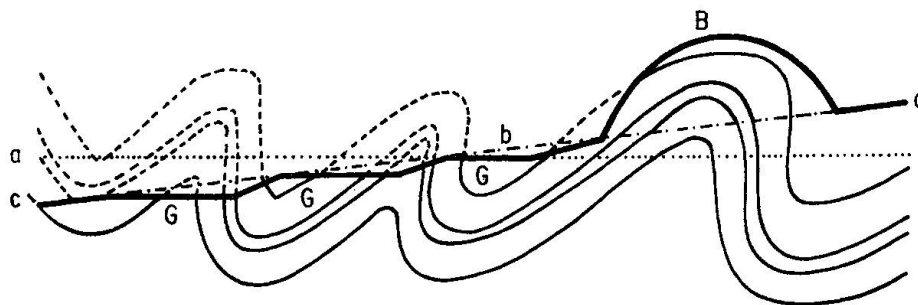


Fig. 1. Création d'un relief simplifié.

- a - surface de référence primitive, horizontale.
- b - surface de référence inclinée.
- c - surface de référence b avec relief B surimposé et gradins d'érosion G.

Sur l'ensemble ainsi préparé globalement s'exerce l'érosion proprement dite qui agit de manière différentielle sur les diverses couches grâce au procédé suivant (fig. 2):

- Chaque formation lithologique possède un *module d'altération*: on admet que dans des conditions climatiques données l'altération météorique s'exerce jusqu'à une profondeur maximale déterminée, dépendant des propriétés de chaque couche;
- à chaque formation lithologique, on attribue en outre un *module d'érosion* propre que l'on définit comme l'épaisseur maximale susceptible d'être érodée (elle est égale ou inférieure au module d'altération). Lorsque des couches différentes possèdent les mêmes modules, elles se comportent de manière identique à l'égard de l'érosion.

Ces conditions étant posées, l'ordinateur peut calculer en tout point la cote d'une nouvelle surface topographique en fonction des modules qui lui sont donnés (fig. 3a et 3b) et déterminer la nature de la roche, la nature des minéralisations éventuelles (paragenèses, teneurs en un ou plusieurs éléments chimiques) affleurant sur la nouvelle sur-

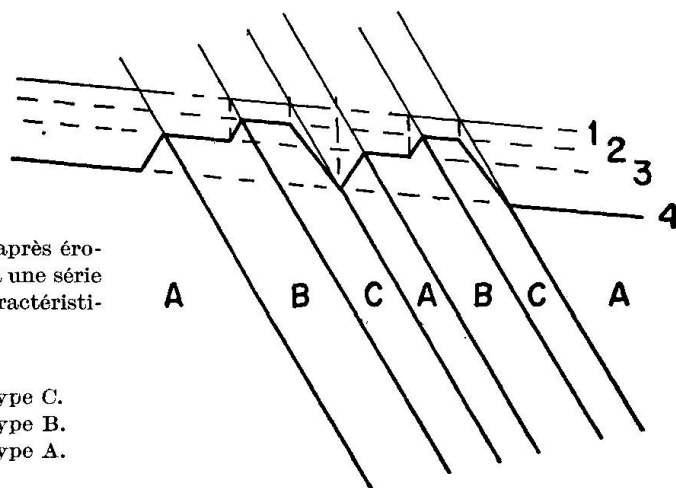


Fig. 2. Principe du calcul du niveau du sol après érosion de la surface c de la fig. 1. Application à une série monoclinale comportant 3 terrains aux caractéristiques différentes.

- 1 - niveau de base.
- 2 - niveau d'altération des terrains de type C.
- 3 - niveau d'altération des terrains de type B.
- 4 - niveau d'altération des terrains de type A.

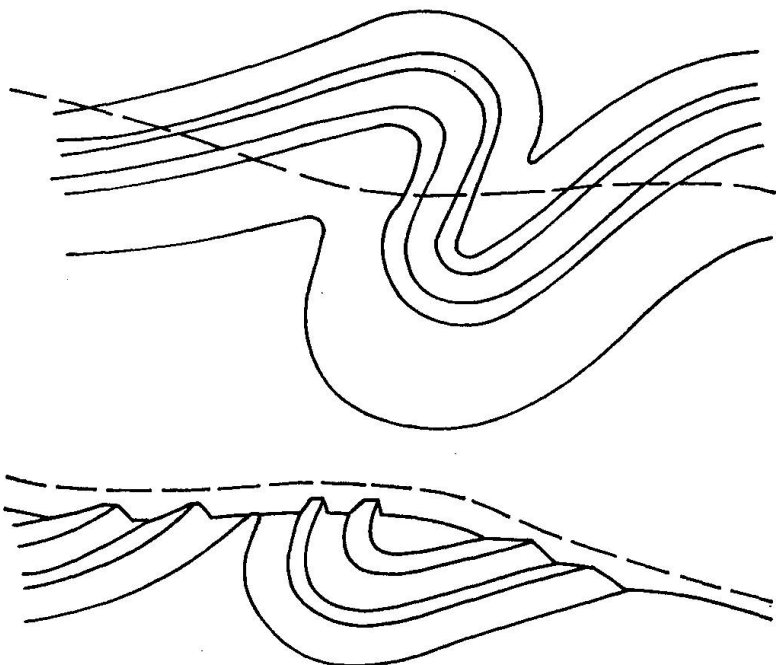


Fig. 3. Application à une structure plus complexe: série plissés comportant deux catégories de terrains différents.

Fig. 3a: Aspect du modèle avant l'altération. Le niveau de base est indiqué en tireté.

Fig. 3b. Aspect du même modèle après altération et érosion.

face. Il suffit donc de procéder à ce calcul pour un nombre suffisant de points pour pouvoir construire la carte topographique et la carte géologique de la nouvelle surface.

Le résultat obtenu donne satisfaction et dans l'ensemble on observe une heureuse corrélation entre expression morphologique et propriétés des formations qui affleurent.

Références

WOODTLI, R. (1971): L'enseignement de la prospection minière par simulation. - Bull. suisse Minéral. Pétrogr., 5, 2/3, 544-550.  
 — (1974): Simulation d'une prospection minière. Polyrama, Ecole polytechnique fédérale de Lausanne, Mai 1974, No 19, 10-11.

A. Streckeisen (Bern): *Systematik der Vulkanite.*

D. Ohnenstetter (Nancy): *Cumulats tholéitiques dans l'ophiolite corse. Comparaison avec les rides médio-océaniques.*

**Maryse Ohnenstetter** (Nancy): *Trois métamorphismes successifs dans l'ensemble ophiolitique corse.*

**F. Oberli und R. H. Steiger** (Zürich): *Rb-Sr- und U-Pb-Systematik eines grönländischen Migmatitgebietes.*

**S. Graeser** (Basel): *Vorkommen und Genese seltener Arsenat- und Phosphatminerale im Binntal.*

**K. Bächtiger, G. O. Brunner und F. Laves** (Zürich): *Die regionale Verteilung der Thermolumineszenz von Quarzen (Bergkristall, Rauchquarz und derbes Material) aus den Schweizer Alpen.*

BAMBAUER et al. (1962, 1963) konnten an systematisch gesammelten, über die ganzen Schweizer Alpen verstreuten Quarzkristallen nachweisen, dass besonders bei sogenannten «gewöhnlichen» Quarzen unabhängig von der Paragenese und dem Chemismus des Nebengesteins eine erhöhte Wasserstoff-Konzentration ( $> 25 \text{ H}/10^6 \text{ Si-Atome}$ ) im Raume des von WENK (1956) postulierten spätalpinen Wärmedomes in den Tessiner Alpen festzustellen ist. Da von GOLDSCHMIDT (1906) an hellen Rauchquarzen und wasserhellen Bergkristallen aus Klüften in kristallinen Schiefen in Südnorwegen, u. a. auch von Fefor (Gudbrandsdalen), eine aussergewöhnlich starke Thermolumineszenz beobachtet werden konnte, stellte sich einerseits die Frage, ob Rauchquarze aus den Schweizer Alpen eine ähnliche derart hohe Thermolumineszenz aufweisen können sowie andererseits auch diejenige, ob eine Korrelation zwischen dem oben erwähnten H-Gehalt und der Thermolumineszenz-Intensität von Quarzmaterial (im natürlichen und bestrahlten Zustand) besteht. Zu diesem Zwecke wurden über 100 Quarzproben in Form eines Körnerpräparates von 120–180  $\mu$  (BÄCHTIGER, 1967a) entweder aus ganzen Kristallen oder aus bestimmten Teilbereichen wie Prisma- oder Rhomboederpartien mit der von BRUNNER (1964) gebauten Apparatur mit einem «Blauempfänger» auf ihre Glowkurven getestet und die Resultate sowohl geographisch als auch intrastrukturell verglichen. Während die gesamten Detailresultate in einer späteren Arbeit (BÄCHTIGER et al.) ausführlich diskutiert werden sollen, kann hier bereits eine Teilpublikation der wichtigsten *Schlussfolgerungen* gegeben werden, die infolge der Komplexität der Materie durch zusätzliche Experimente allerdings noch etwas verändert werden könnten und deshalb einstweilen mit gewissen Vorbehalten zur Kenntnis genommen werden müssen.

Aus dem bis heute getesteten Probenmaterial ergab sich, dass eine *natürliche Thermolumineszenz bei Bergkristallen und Rauchquarzen aus den Schweizer Alpen eher selten und schwach ist und sich praktisch auf ein einziges Leuchtmaximum im Temperaturbereich 260°–300°C beschränkt*. Die bis heute *stärkste natürliche Thermolumineszenz* konnte an einem Prismenquerschnitt eines *Rauchquarzes mittlerer Färbung vom Bleniotal* (Lokalität Greina, Fundortgruppe A, Slg. C. Taddei) gemessen werden ( $I_{\text{max}}$  bei ca. 280°C). Eine weniger starke natürliche Thermolumineszenz bei ca. 260°C, aber noch bis zur Hälfte des vorhin erwähnten Wertes, konnte in überraschender Weise bei vereinzelt *glasklaren Bergkristallen* (Prismapartie beziehungsweise ganze Kristalle) aus Quarzgängen im Raume des *alten Goldbergwerkes «Goldene Sonne»* (BÄCHTIGER, 1967b, 1968, 1969) am Calanda bei Chur gefunden werden. Etwa ein Viertel der stärksten Intensität wies ein weiterer *glasklarer Bergkristall in seiner Rhomboederpartie von Splügen* (Rheinwald) auf, wobei der Peak schon bei 250°C auftrat. Weitere, aber durchwegs schwächere natürliche Thermolumineszenz-Maxima konnten in der Reihenfolge abnehmender Intensität bei weiteren *Bergkristallen aus Quarz-Fluorit-Gängen im Röti-Dolomit (mittlere Trias) am Calanda*, bei einem *hellen Rauchquarz vom Bristenstock* (Reusstal), bei einem *Bergkristall vom Distelgletscher* (Lötschental, Kt. Wallis), bei einem *Lamellenquarz vom Stockknobel bei Zermatt* und bei einem *dunkleren Rauchquarz vom Piz Frunt* (Anatas-Fundort) bei Vals (Kt. Graubünden) gefunden werden; die Intensität des letzten noch etwa  $1/20$  derjenigen

des hellen Rauchquarzes von der Greina. Diese wenigen Beispiele der bis heute am stärksten natürlich thermolumineszierenden Quarze zeigen aber bereits, dass die *natürliche Thermolumineszenz* bei Quarzen in den Schweizer Alpen praktisch statistisch verteilt ist und *nicht mit grosstechnischen Ereignissen wie dem Wärmedom von WENK (1956) korreliert werden kann*, sondern nach den Beobachtungen von BÄCHTIGER (1971) am Calanda eine *Funktion des Chemismus des Nebengesteins* sowie eventuell der Bildungstemperatur der Kristalle einer Kluft sein könnte.

Die *künstlich induzierte Thermolumineszenz* wurde durch eine *Röntgenbestrahlung* ( $\text{CuK}_\alpha$ ) des Körnerpräparates von 4 Min. Dauer erreicht. Es konnte festgestellt werden, dass dadurch bei praktisch allen Quarzen eine, wenn vielfach auch nur schwache Thermolumineszenz erzeugt werden kann. Es können *insgesamt 4 Intensitätsmaxima* auftreten, und zwar 2 *Hauptmaxima* im relativ engen Temperaturbereich von  $76^\circ\text{--}82^\circ\text{C}$  und  $202^\circ\text{--}210^\circ\text{C}$  sowie 2 *Nebenmaxima* in den Temperaturintervallen  $124^\circ\text{--}154^\circ\text{C}$  und  $240^\circ\text{--}310^\circ\text{C}$ ; vielfach können aber auch bei starker künstlicher Thermolumineszenz nur die beiden Hauptmaxima und das erste Nebenmaximum erzeugt werden. Wie aus den Beispielen weiter unten gesehen werden kann, besteht aber keine Proportionalität zwischen einer eventuell bereits vorhandenen natürlichen und der durch Strahlung induzierten künstlichen Intensität, indem nämlich bei denselben auf ihre natürliche Thermolumineszenz getesteten Proben die *höchste Intensität beim dunkleren Rauchquarz vom Piz Frunt* gefunden werden konnte, dessen natürliche Intensität nur etwa  $\frac{1}{20}$  desjenigen von der Greina beträgt. Die *zweithöchste Intensität* fand sich bei einem *hellen Rauchquarz von Beura-Cardezza* im Tocetal (Italien), während die *dritthöchste Intensität* mit etwa  $\frac{1}{2}$  des Wertes vom Piz Frunt beim *mittleren Rauchquarz von der Greina*, in den *Randpartien des Lamellenquarzes vom Stockknobel*, bei einem *hellen Rauchquarz vom Bristenstock*, bei einem *glasklaren autigenen Quarz* aus dem Öhrlimergel (Untere Kreide) vom *Säntis* (Kt. Appenzell) sowie bei einem *hellen Rauchquarz von Crevola Dossola* (Tocetal) gemessen werden konnte (Intensität für alle ungefähr gleich). Diese und die übrigen Werte der künstlichen Thermolumineszenz auf eine Karte der Schweizer Alpen aufgetragen ergeben wiederum eine praktisch statistische Verteilung der Maximal- und Minimalwerte, also die gleichen Schlussfolgerungen wie für die natürliche Thermolumineszenz.

Zur Abklärung der intrastrukturellen Verteilung wurden ausserdem Quarzpartien von Bergkristallen untersucht, an denen BAMBAUER (1961) bereits die H-Gehalte gemessen und dabei zum Teil erhebliche Unterschiede festgestellt hatte. Dabei zeigte es sich, dass schon *innerhalb desselben Kristalles relativ starke Intensitätsunterschiede* (nahezu bis zum Verhältnis 1 : 7 beispielsweise bei einem hellen Rauchquarz vom Plattenstock, Göschenental) *zwischen Kern und Randpartien* durch X-Bestrahlung der Proben entstehen, wobei der H-Gehalt bei den meisten getesteten Proben *für Kern und Rand nahezu identisch ist und damit offensichtlich in keiner direkten Beziehung zur röntgeninduzierten Thermolumineszenz-Intensität steht*. Während bei den meisten Kristallen die X-induzierte Intensität in den Randpartien i. a. stärker ist als im Kern, konnte bei einem Bergkristall vom Binnental genau der umgekehrte Fall beobachtet werden, indem der H-reichere Rand ( $\sim 90 \text{ H}/10^6 \text{ Si-Atome}$ ) gegenüber dem Kern ( $\sim 66 \text{ H}/10^6 \text{ Si-Atome}$ ) nur eine etwa  $\frac{1}{3}$  (bei  $79^\circ\text{C}$ ) und  $\frac{1}{2}$  (bei  $207^\circ\text{C}$ ) so starke Intensität erkennen liess.

#### Literatur

- BÄCHTIGER, K. (1967 a): Die Thermolumineszenz einiger skandinavischer und nordamerikanischer Plagioklasse (Teil V der Laboruntersuchungen an Plagioklassen). SMPM 47/1, 365–384.  
 — (1967 b): Die neuen Goldfunde aus dem alten Goldbergwerk «Goldene Sonne» am Calanda (Kt. Graubünden). SMPM 47/2, 643–657.  
 — (1968): Die alte Goldmine «Goldene Sonne» am Calanda (Kt. Graubünden) und der gegenwärtige Stand ihrer Erforschung. 1. Teil: *Historisches*. Schweizer Strahler (SS) 2. Jg. Nr. 4, 170–178.  
 — (1969): Die alte Goldmine «Goldene Sonne» am Calanda usw. 3. Teil: Tektonik und Geologie (Trias und Dogger), SS, 3. Jg. Nr. 3, 276–289.  
 — (1971): On the origin of native gold, quartz crystals and thermal water in the surroundings of Calanda mountain (Kt. Graubünden and Kt. St. Gallen). SMPM Upper Mantle Project, Final Report of Switzerland, Vol. 51, 2/3, 586/87.

- Regionale Untersuchung der Thermolumineszenz von alpinen Bergkristallen und Gangquarzen am Beispiel des Taminser Calanda (Kt. Graubünden). SMPM (in Vorbereitung).
- BÄCHTIGER, K.; BRUNNER, G. O. und LAVES, F.: Die Verteilung der natürlichen und künstlichen Thermolumineszenz-Intensität von Quarzen (Bergkristall, Rauchquarz und derbes Material) über die Schweizer Alpen und innerhalb der einzelnen Kristalle. SMPM (in Vorbereitung).
- BÄCHTIGER, K. und LAVES, F. (1975): Die Thermolumineszenz von Quarzen (Bergkristall, Rauchquarz und derbes Material) aus den Schweizer Alpen. Fortschr. Min. 53. Bd. Beih. 1, S. 2.
- BAMBAUER, H. U. (1961): Spurenelementgehalte und  $\gamma$ -Farbzentren in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen. SMPM 41/2, 335–369.
- BAMBAUER, H. U.; BRUNNER, G. O. und LAVES, F. (1962): Wasserstoff-Gehalte in Quarzen aus Zerrklüften der Schweizer Alpen und die Deutung ihrer regionalen Abhängigkeit. SMPM 42/1, 221–236.
- BAMBAUER, H. U.; BRUNNER, G. O. und LAVES, F. (1963): Merkmale des OH-Spektrums alpiner Quarze ( $3\mu$ -Gebiet). SMPM 43/1, 259–268.
- BRUNNER, G. O. (1964): Thermolumineszenz-Messung mit Doppelstrahlspektrometer, Helv. Phys. Acta, Vol. 37. Fasc. 1, 51–54.
- GOLDSCHMIDT, V. M. (1906): Die Pyrolumineszenz des Quarzes. Christiania Videnskap. Selsk. För. 5, 3–19.
- WENK, E. (1956): Alpines und ostgrönländisches-kaledonisches Kristallin, ein tektonisch-petrogenetischer Vergleich. Verh. Natf. Ges. Basel, 67/2, 75–102.

**J. Mullis** (Fribourg): *Das Wachstumsmilieu der Fensterquarze im Val d'Iliez*. Siehe Seite 419 dieses Heftes.

## C. Exkursionen der SMPG

### I. Zermatt

Von *P. Bearth* (Basel)

*Die vorgesehene Exkursion 1974 nach Zermatt unter der Leitung von Prof. Dr. P. Bearth fiel leider dem frühen Wintereinbruch zum Opfer. Sie wurde vom 25. bis 27. Juli 1975 mit etwas kleinerer Teilnehmerzahl unter optimalen Witterungsverhältnissen erfolgreich durchgeführt. Der Exkursionsbericht des Leiters erscheint darum in diesem Heft.*

*Der Redaktor*

Teilnehmer:

R. ALTHERR (Freiburg/D)	J. C. HUNZIKER (Bern)
P. BEARTH (Basel)	J. KELLER (Freiburg/D)
J. BOQUET (Grenoble/F)	R. OBERHÄNSLI (Zürich)
V. DIETRICH (Zürich)	W. OBERHOLZER (Zürich)
M. ENGI (Zürich)	H. R. PFEIFER (Zürich)
CHR. HOFMANN (Freiburg/D)	A. ZINGG (Zürich)

Am Morgen des 25. Juli fahren die zwölf Teilnehmer auf den Gornergrat. Es gibt in den Alpen wohl kaum ein Panorama, das an Grossartigkeit sich mit dem vergleichen lässt, das man von seiner Plattform aus geniessen kann, auch keinen Punkt, von dem aus die tektonischen und paläographischen Grundzüge des Penninikums der Walliser Alpen sich so klar demonstrieren lassen. Die Plattform steht zum Teil auf einem Ausläufer der Serpentinmasse des Breithorns, also auf südpenninischem Grund. Gegenüber, im Westen und Nordwesten, die Reihe der Viertausender vom Matterhorn bis zum

Weisshorn, die zur Dent-Blanche-Decke gehören, an deren Basis die hellen Kalk- und Dolomitzüge des Mittelpenninikums durchziehen, die sich an der Mischabelrückfalte stauen und mit den Bündnerschiefern und Ophiolithen der Combinzone ein schwer entwirrbares Muster bilden. Im Norden erheben sich die Gipfel der Mischabel, Täschhorn und Dom, im Osten das in Schnee und Eis fast versinkende Massiv des Monte Rosa.

Teile des Sedimentmantels der Monte-Rosa-Decke sehen wir, wenn wir die Plattform verlassen, zuerst nach Osten und dann den steilen Weg hinunter zum Gornergletscher gehen. Bis zur Abzweigung quert man zunächst permotriadische Muskowit-Quarzite, Metakonglomerate, eine dünne Schuppe der mittleren Trias – Kalk und Dolomit – und Phengit-Albitgneise. Diese Albitgneise gaben Anlass zu Diskussionen. Sie sind sicher sedimentogen, vielleicht Abtragungsprodukte natronrhyolithischer Massen, vielleicht Metasomatite (?).

Beim weiteren Abstieg stösst man auf ein anderes Element der Trias: gipsführende Rauhwaacke. Etwa 60–80 m tiefer geht der Weg über eine steile Klippe, deren Dach aus Triaskalk und -dolomit besteht, während die Hauptmasse von einer dunkel anwitternden, stark gefalteten sedimentären Bündnerschiefer-Brekzie mit vorwiegend kalkigen Komponenten gebildet wird. Ähnliche Brekzien finden sich auch am Ober- und Unter-Rothorn. Wahrscheinlich handelt es sich um Lias\*).

Unmittelbar östlich von diesem Aufschluss sind Granatglimmerschiefer ( $\pm$  Chloritoid) anstehend – Ausläufer der Stockhornschuppe. Es handelt sich um alpidisch verjüngtes Altkristallin des Monte Rosa.

Am Wege zum Gornergletscher kann man nicht nur verschiedene Typen dieses regenerierten Kristallins studieren, sondern auch sein Ursprungsmaterial: Granite und Migmatite, wie auch prägranitisches, ursprünglich cordierit- und sillimanitführendes Kristallin, das in grossen erratischen Blöcken zu sehen ist. Dr. Hunziker (Bern) teilte mit, dass diese ältesten Gesteine des Monte Rosa ein radiometrisches Alter von etwa 400 Mill. Jahren ergaben, der Granit 310 Mill. Jahre. Noch unveröffentlichte Arbeiten zeigten überdies, dass der Monte-Rosa-Granit eine permische Metamorphose erfahren hat, eine Feststellung, die für die ganzen Westalpen wichtige Konsequenzen haben wird.

Der Rückmarsch führte uns nochmals durch die permotriadische Serie, dann durch Bündnerschiefer und das Ostende des enorm beanspruchten Serpentinites des Riffelhornes. Wir folgten dann dem nördlichen Rand desselben hinunter zum Gakihaupt. Im Kontakt mit den Bündnerschiefern und Ophiolithfragmenten der «Riffelbergzone» treten hier überall Talk-Aktinolithschiefer auf.

Kurz vor dem Gakihaupt trennten wir uns. Eine kleine Gruppe nahm den Weg hinüber zur Station Riffelberg, während die Mehrzahl über Riffelalp nach Zermatt abstieg.

Der zweite Tag war gänzlich für die Ophiolithe bestimmt. Von der Station Blauherd wanderten wir zur Fluealp (2618) und stiegen von hier zum Sattel der Pfulwe (3155) hinauf. Dieses 1973 in den SMPM beschriebene Profil zeigt die wichtigsten Gesteinstypen der Ophiolithzone von Zermatt – Saas Fee: Eklogite, Glaukophangesteine, Amphibolite und (untergeordnet) Prasinite. Im Blockschutt studierten wir den Metagabbro der Spitzen Flue und im Sattel trafen wir den bekannten Serpentin-Chloritschiefer und konnten schöne Magnetitoktaeder sammeln. Leider waren die am besten erhaltenen und photogensten Pillows noch unter tiefem Schnee begraben; doch waren in den Felsen östlich und südlich vom Pfulwesattel noch genug eindeutig erkennbare Pillowformen zu sehen.

Beim Abstieg besuchten wir W von P 2825 die im Rücken des erwähnten Gabbros durchziehende Bewegungszone mit den in einer Talkhaut steckenden Rollkörpern: Eklogite und Amphibolite. Mit Raclette und Fendant wurde dieser schöne Tag beschlossen – wenigstens soweit das den Leiter betrifft.

Am folgenden Morgen fuhren wir mit der Seilbahn hinauf zum Trockenen Steg (2930 m), um in der Umgebung die «Riffelbergzone» zu studieren. Wir sahen schöne Reaktionszonen von Talk, Strahlstein und Chlorit um Serpentin, granat- und chlo-

\*) In dem von G. ELTER als z. T. autochthone Bedeckung des Gran Paradiso beschriebenen Lias fehlen diese Brekzien; jenes Gebiet wäre demnach paläogeographisch interner gelegen.



ritoidreiche quarzitische Gesteine in Wechsellagerung mit Kalkglimmerschiefern und die für dieses «Mélange» typischen, gerundeten Einschlüsse verschiedener Art, meistens Eklogite. Beim Abstieg gegen den Furggbach querten wir eine Zone, in der die fleckenweise auftretende Albitisierung – auch der Bündnerschiefer – sehr klar demonstriert werden kann.

Inzwischen war es Mittag geworden. Bei einem frugalen Mahl und einem letzten Trunk Fendant wurde diese inoffizielle Exkursion offiziell durch eine aus zwei (oder waren es drei?) Sätzen bestehende Ansprache von W. F. Oberholzer und eine etwas längere Erwiderung des Exkursionsleiters geschlossen.

## 2. Bernina—Malenco—Bergell Ostrand

5.–7. September 1975

Von V. Trommsdorff (Zürich)\*, Tj. Peters (Bern)\*\* und K. Bucher (Zürich)\*

Teilnehmer:

ST. AYRTON, Lausanne (1, 2, 3)	H. OTERDOOM, Zürich (2, 3)
A. BUCHER, Zürich (2)	TJ. PETERS, Bern (1, 2, 3)
K. BUCHER, Zürich (2)	J. PIKA, Zürich (3)
A. GAUTSCHI, Zürich (2)	U. RAZ, Zürich (2, 3)
H. MASSON, Lausanne (1, 2, 3)	K. RIKLIN, Zürich (2, 3)
H. J. MEYER MARSILIUS, Zürich (1, 2, 3)	A. STALDER, Bern (1, 2, 3)
A. MONTRASIO, Mailand (2, 3)	A. SPICHER, Basel (1, 2, 3)
A. MUTTONI, Mailand (3)	V. TROMMSDORFF, Zürich (1, 2, 3)

### Überblick über das Exkursionsgebiet

#### Geologische Situation

Als Berninagebirge bezeichnen wir die Landschaft zwischen Oberengadin, Val Bregaglia und Veltlin, die im Osten durch Puschlav und Berninatal, im Westen durch Val Muretto und Val Malenco abgegrenzt wird. Das westlich anschliessende Gebirge bis zur Valle della Mera bezeichnen wir als das Bergell.

Die Haupttäler folgen wichtigen Störungszonen; das Veltlin der Insubrischen Linie, Engadin und Bergell der Engadiner Linie. Berninagebirge und Bergell sind durch die Murettostörung getrennt.

Die im Berninagebirge übereinandergestapelten tektonischen Einheiten fallen flach gegen NE ein, während im Süden Stoffgrenzen und Schieferung steil stehen und parallel der Insubrischen Linie streichen. Im einzelnen unterscheiden wir folgende tektonisch/paläogeographische Einheiten (vom Liegenden gegen das Hangende). Die mittelpenninische Suretta-Decke, am Bergell-Ostrand mit Mesozoikum und spärlichem Kristallin vertreten, die oberpenninische Margna-Decke mit vorwiegend hochmetamorphem Altkristallin und darüber die an Ophiolithen reiche Platta-Decke, östlich des Engadins in den höheren Einheiten der sogenannten «Fexer Schuppenzone» vertreten. Über dieser komplizierten Serie lagert die unterostalpine *Corvatsch-(Err-Grevasalvas-)*Decke und die *Julier-Bernina-Decke*. Zwischen Corvatsch- und Margnadecke schiebt sich im Süden als basale Digitation der Bernina noch das Kristallin der Selladecke. Während Teile der

\* Institut für Kristallographie und Petrographie, ETH-Zentrum, 8092 Zürich.

\*\* Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Sahlstrasse 6, 3012 Bern.

TEKTONISCHE ÜBERSICHTSSKIZZE ZWISCHEN OBERENGADIN - PUSCHLAV - VELTLIN

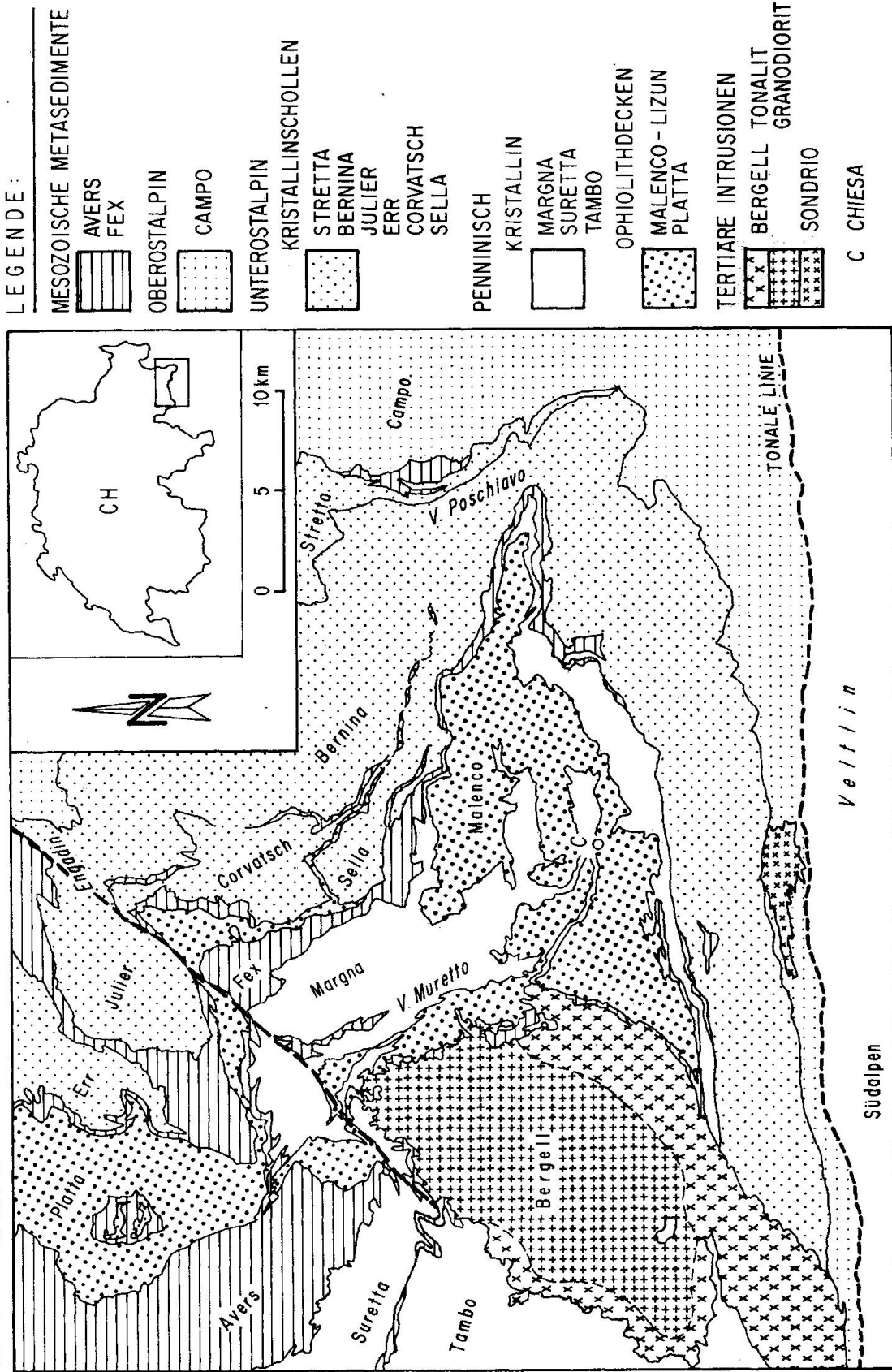


Fig. 1.

Bernina- und Selladecke – mächtige Platten aus herzynischen granitischen und dioritischen Gesteinen – noch über weite Bereiche einen intakten, voralpinen Bau aufweisen, sind die tieferliegenden Einheiten, Corvatsch- und obere Margnadecke, enorm verschuppt und von sehr kompliziertem Innenbau.

Im SW unseres Gebietes haben die tertiären Intrusivgesteine des Bergells Gesteine der Suretta- und Margna-Decke diskordant durchbrochen. Im S lagert zwischen Margna- und Suretta-Decke die mächtige Masse der Malencoserpentindecke. Sie steht in direktem Zusammenhang mit dem Metabasit-Meta-Radiolaritkomplex des Bergell-Ostrand/Lizun. Margna- und Malenco-Decke sind intensiv um ESE verlaufende Achsen miteinander verfaltet und verschuppt. Die im Zentrum des Malencoserpentins bei Lanzada auftretenden Einheiten von Kristallin und Mesozoikum werden im allgemeinen als Fenster der Suretta-Decke aufgefasst, eine andere Zuordnung (Margna) kann jedoch ebenfalls in Betracht gezogen werden.

Nach einer Schätzung von CORNELIUS (1935, S. 315) beträgt die Mächtigkeit der gesamten oberpenninisch-unterostalpinen Serie im Gebiet oberes Bergell/Maloja etwa 5–6 km, gegen Süden nimmt diese Mächtigkeit deutlich zu.

Für geologische Übersichten sei insbesondere auf die Arbeiten von CORNELIUS (1935, 1950, 1951), TRÜMPY (1970), auf die Karte von STAUB (1946) sowie auf die Carta Geologica d'Italia, Foglio 7–18, verwiesen.

### Gesteinsmaterial und Metamorphosen

In der Folge soll eine ganz kurze Übersicht über das in den einzelnen Einheiten auftretende Gesteinsmaterial gegeben werden. Im übrigen wird auf die einschlägige Literatur verwiesen. Der kristalline Anteil der einzelnen Decken ist polymetamorph, die alpine Metamorphose nimmt im Berninagebiet von NE gegen SW (vgl. Karte von Indexmineralien in BUCHER und PFEIFER, 1973) zu. Im einzelnen haben wir folgende Kristallin-Serien:

#### *Malenco-Decke*

Antigoritserpentinite und in Dachpartien sowie in Störungszonen Ophicarbonate (DE QUERVAIN, 1963, PETERS, 1968, TROMMSDORFF and EVANS, 1972). Zusammenhang mit den hochmetamorphen Metabasiten, Pillows und Hyaloklastiten (MONTRASIO, 1974) des Bergell-Ostrand und der Valle Airale. In der Umgebung der Metabasit-Serpentinkontakte reichlich, sonst spärlich Rodingite.

#### *Margna-Decke*

Die bereits voralpino-metamorphe Maloja-Serie (Orthogneise, Phyllite und in geringerem Masse Grünschiefer) und die Fedozer Serie (Metapelite, Marmore und Kalksilikatgesteine, sowie Metagabbroeinschaltungen), die eine voralpine Metamorphose vom Andalusit-Sillimanittyp aufweist (SCHUMACHER, 1976).

#### *Platta-Decke*

Die kristallinen Späne in der Plattadecke entsprechen im wesentlichen der Maloja-Serie.

Die Platta-Decke ist in unserem Gebiet (Fexer Zone) reich an *Ophiolithen*, die aber nicht die Variabilität wie weiter im N (Oberhalbstein) aufweisen. Es finden sich hauptsächlich Serpentinite, Prasinite, Grünschiefer und eine grössere Masse von Diabasporphyrit. Mangananreicherungen treten linsenartig in den Quarziten (wohl ehemalige Radiolarite) auf (D. DIETRICH, 1971, TROMMSDORFF, SCHWANDER und PETERS, 1970).

#### *Sella-Decke*

Vorwiegend Granite («Banatite»), in den hangenden und liegenden Teilen Myolite (STAUB, 1915).

*Bernina-Decken*

Die Corvatsch-(Err-Grevasalvas-)Decke besteht hauptsächlich aus Granit, der ein ausgezeichnetes Beispiel progressiver alpiner Mylonitisierung bietet (STAUB, 1915). Der Corvatschgranit ist reich an basischen und sauren Gängen; in den Dachpartien treten diskordante Porphyroide auf.

Die Bernina-Decke besteht aus einer Vielfalt von Intrusiva (Diorite, Granite, Monzonite, Alkaligranite, Alkalisyenite; die Reihenfolge entspricht dem relativen Alter) und deren Gangfolge, Gesteinen, die an Mannigfaltigkeit ihresgleichen suchen.

Alle Gesteine der Bernina-Decke weisen je nach Durchbewegung eine mehr oder weniger deutliche *alpine Metamorphose* auf. Charakteristische Mineralneubildungen sind Muskovit/Phengit, Chlorit, Epidot, Albit, NE Val Fex reichlich Stilpnomelan und lokal Crossit, SE Val Fex Biotit.

Die Bildung der Minerale begann synkinematisch, sie überdauerte aber meistens die Bewegungen.

*Mesozoikum*

Die Sedimente des Mesozoikums (Dolomite und kieselige Karbonatgesteine) liegen im Bereich der Bernina und des Malenco in der Albitzone; westlich Val Muretto im Bergeller Kontakthof steigt die Metamorphose bis zur Bildung von Diopsid, Olivin und Wollastonit an. Analoges gilt für die im Gebiete der Fexer Zone und des Bergell-Ost-randes häufigen Mangangesteine in Meta-Radiolariten.

Die alpine Metamorphose des Gebietes um Chiareggio umfasst mindestens zwei klar trennbare Ereignisse – eine Regionalmetamorphose in Grünschieferfazies (Biotit, Phengit, Albit-Epidot-Aktinolith, Diopsid-Antigorit-Olivin) sowie die bis zur Bildung von Cordierit und Sillimanit reichende Bergeller Kontaktmetamorphose. Aus den Beziehungen zwischen Kristallisation und Deformation im Malenco-Serpentin, wie auch im hangenden Mesozoikum der Margna-Decke muss jedoch geschlossen werden, dass die alpine Regionalmetamorphose mehrphasig war.

**Freitag, 5. September**

Pünktlich um acht Uhr verliess unser Grüpplein das unter einer grauen Nebeldecke steckende St. Moritz, um sich nach kurzer Fahrt auf der Mittelstation der Corvatschbahn in strahlender Sonne wieder zu finden. Nach einer Übersicht über die regionale Situation folgten wir südlich der Mittelstation Corvatschbahn den Aufschlüssen entlang der neuen Skipiste nach Margun Surlej (Koord. 783.1/144.9). Stark deformierter Corvatschgranit Typ Margun Surlej (vgl. STAUB, 1915) mit kataklastischen Feldspäten, stilpnomelanführend, zum Teil reich an feinkörnigem Phengit. Einzelne diskordante Gänge von grauem bis weissem Porphyroid (Typ Nair-Porphyroid) umgewandelt in feinkörnige Serizitschiefer mit lokal erhaltenen Quarzeinsprenglingen. S der Aufschlüsse ein schöner Blockgletscher mit Fliessbögen und der typischen, steil abfallenden Stirnpartie.

Von hier über groben Blockschutt nach Crap da las Ravoulaunas – Ils Lejins. Unterwegs die verschiedensten Typen von Corvatschgranit (zum Teil porphyrisch, zum Teil kataklastisch bis mylonitisch). Marmore («Hyänenmarmor» und «Roccabellaschiefer») / und Radiolarite der Chastelets-Serie (Albit – Chlorit – Muskovit – Quarz – Calcitmarmore, grüne und rote Radiolarite zum Teil mit Mangan-Linsen). ([Koord. 782.8/144.7] Rhodochrosit – Pyroxmangit – Tephroit – Hausmannit. Sicherer Fundort für Pyroxmangit).

WSW Chastelets (Koord. 781.85/144.125) feinkörnige, oft gebänderte Grünschiefer (Prasinite), wahrscheinlich Meta-Hyaloklastite. Mineralbestand wechselnd: Albit, Chlorit (Ripidolit, Pennin), Augitrelikte, Aktinolith, Serizit-Muskovit, Klinozoisit, Epidot, Calcit, Apatit, Ilmenit, Titanit, Hämatit, Quarz. Wenig weiter am Bach grüne Radiolarite (Quarz – Muskovit – Chlorit – Granat) wechsellagernd mit Muskovitmarmoren.

Serpentinit bei Ils Lejins (Koord. 781.5/143.775). Studium von Serpentinit und Ophicalcit (am Kontakt gegen die Jura-Kalkschiefer). Im Serpentinit Gänge aus Calcit und sehr grobkörnigem, oft radial-faserigem Antigorit (Individuen bis über 10 cm Länge).

Metasomatische Bildung dieser Gänge (Zufuhr von CO<sub>2</sub> entlang Klüften) ist wahrscheinlich. Weiterer Aufstieg gegen S zur:

Diabasporphyritmasse von Furtschellas-Grialetsch (D. DIETRICH, 1971). Es handelt sich um eine mannigfaltig aufgebaute Ophiolithmasse, deren Haupttyp Diabasporphyrit (mit oft fluidal geregelten Feldspäten) bildet. Daneben finden sich alle Übergänge zu Grünschiefern sowie Einlagerungen von Diabas, Epidot-Amphibolit, Chlorit-Magnetit-schiefer, Talkschiefer und Nephrit. Der Diabasporphyrit ist reich an Kluftmineralien der alpinen Metamorphose (Karbonat, Periklin, Pyrit (bis 3 cm Kantenlänge), Hämatit, Epidot). Das Gestein selbst enthält saussuritisierten Plagioklas, braune Hornblende (alpin in blaugrüne Hornblende umgewandelt) und Augit. Die Grundmasse bestand primär aus den gleichen Mineralien, ist aber sekundär fast überall in ein feinkörniges Epidot-Klinozoisit-Albitgemisch umgewandelt.

Nördlich unterhalb des Furtschellasattels (Skiliftbergstation) findet sich im Diabasporphyrit eine Linse von Serpentin und Talkschiefer begleitet von Nephrit (Koord. 781.45/142.8).

Dieses Gestein liegt nahe der Überschiebung der Corvatsch-Decke über die Fexer Zone. Staub sieht in diesem Gestein mylonitisierte Strahlsteinschiefer; wir vermuten eher (aufgrund der Begleitgesteine), dass es sich um (bei sehr kleinem X<sub>CO<sub>2</sub></sub>) umgewandelte Talkschiefer handelt.

Prachtvoll aufgeschlossen ist die penninisch/ostalpine Naht im Profil W Furtschellas (zwischen Furtschellasjoch und P. 2840). Basis Err-Decke (Corvatschgranit) darunter (W) Kalkglimmerschiefer, Serpentin und Diabasporphyrit wechsellagernd. Lokal ist der Diabasporphyrit in Epidot-Albit-Tremolit und Grossular/Vesuvian-Diopsidfelse umgewandelt. Im Gegensatz zu den Rodingiten der Zone N Engadin (Oberhalbstein) fehlt hier (bei bereits höherem Metamorphosegrad) die Paragenese Vesuvian/Chlorit. Gute Proben im Schutt S Punkt 2840.

Die Mittagsrast bei den Seelein S Furtschellassattel wurde nur von einigen Teilnehmern voll ausgenützt, findet sich doch gerade neben dem Rastplatz ein Radiolarit mit

Tabelle 1. Auftreten manganreicher Minerale in Metakarbonaten und Radiolariten des Penninikums in Beziehung zum Metamorphosegrad (vorläufiges Schema)






Dicke Linien häufig, dünne Linien selten, gestrichelt unsicher.

	Prenit- Pumpellyit- Fazies	Pumpellyit- Aktinolit- Chlorit-Fazies	Grünschiefer/ Blauschiefer- Fazies	Amphibolit- Fazies
Hausmannit			—	
Braunit	—		—	
«Bementit»	—			
Parsettensit			—	
Manganophyllit			—	
Mn-Phlogopit			—	
Sursassit		—		
Tinzenit		—		
Piemontit		—	—	
Spessartin		—	—	
Pyroxmangit		—	—	
Rhodonit		—	—	
Mn-Ägirinaugit		—	—	
Tephroit	—	—	—	
Mn-Calcit			—	
Kutnahorit			—	
Rhodochrosit			—	
Pyrophanit			—	
Galaxit			—	

# GEOLOGISCHE ÜBERSICHTS- KARTE DES GEBIETES UM CHIAREGGIO

## LEGENDE:

### MARGNADECKE

-  QUARZITISCHE GNEISSE ("MURETTO QUARZITE")
-  METAGABBRO ("FEDOZER GABBRO")
-  HOCHMETAMORPHER GNEISSKOMPLEX DES P. FORA
-  MUSKOVITREICHE EPIDOT-ZWEIGLIMMER-PLAGIOKLAS-GNEISSE (TYP CA ROTTE)
-  MARMORE UND KALKSILIKATFELSE




### SURETTADECKE

-  PELITGNEISSE (+SEMIPELITE)
-  MARMORE UND KALKSILIKATFELSE

### MALENCODECKE

-  ULTRAMAFITITE
-  AMPHIBOLITE
-  OPHIKARBONATE

### BERGELL

-  TONALIT
-  GRANODIORIT
-  APLITGRANIT

### MURETTO - VENTINA - STORUNG

- 

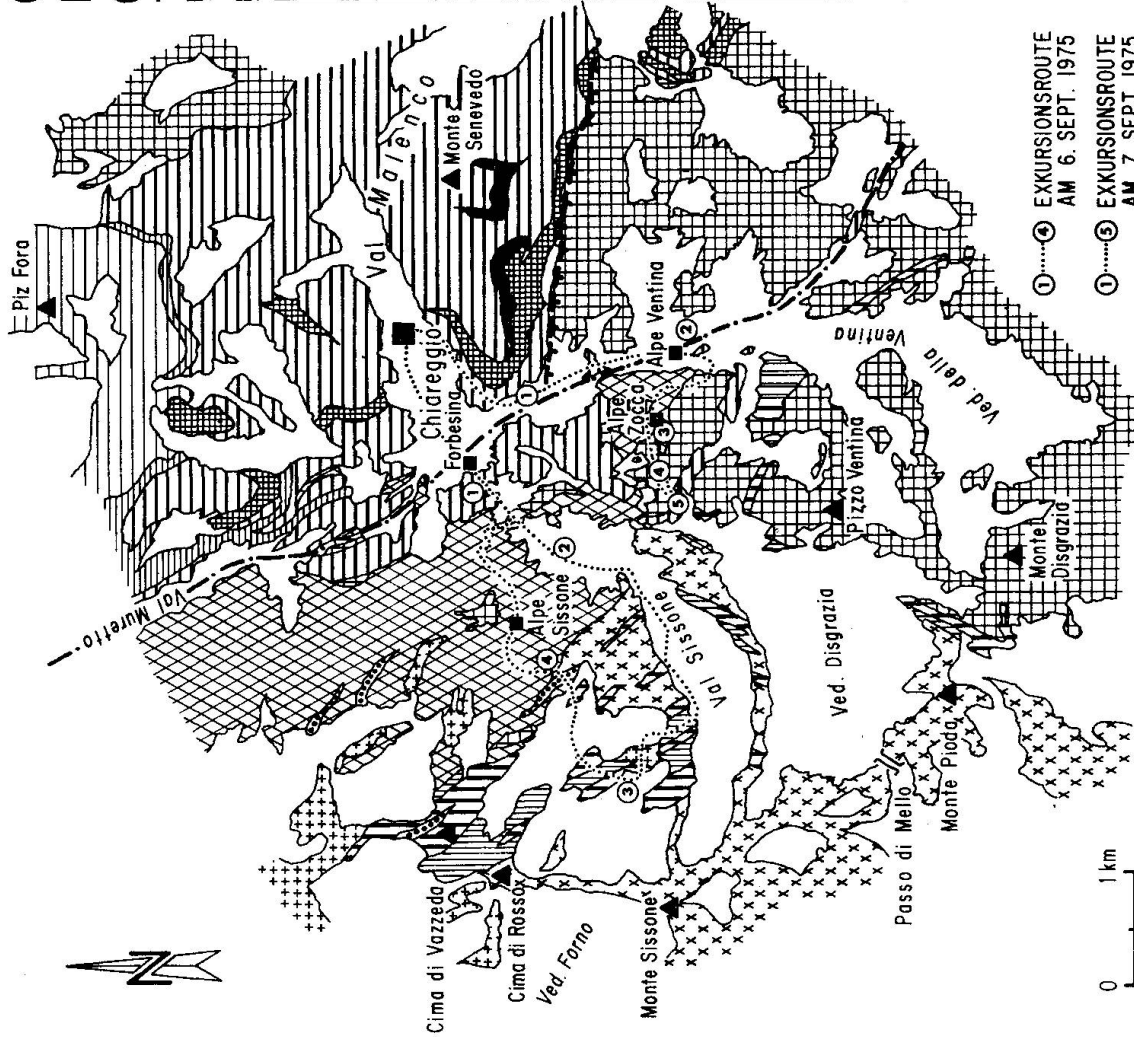


Fig. 2.

Manganvererzungen (S Punkt 2699 und bei Punkt 2742). Karbonatreiche Linsen führen Rhodochrosit – Tephroit – Pyroxmangit oder Rhodonit – Hausmannit und Spessartin. In quarzitischen Partien trifft man Spessartin – Mn-Ägirinaugit, Mn-Na-Amphibol – Piemontit. Starke Umkrustung durch Verwitterungsminerale, wie  $\alpha$ -MnO<sub>2</sub>,  $\gamma$ -MnO<sub>2</sub> (TROMMSDORFF, SCHWANDER und PETERS, 1970). Es entspann sich eine längere Diskussion über Metamorphose von Mangangesteinen, über welche das Schema Tab. I Auskunft gibt.

Abstieg über Grialetsch nach Sils-Maria. Unterwegs alle Gesteinstypen der Fexer Schuppenzone, besonders auffällig die grossen Boudins von Dolomit (Giand-Alva) des Tremoggiazuges. Nach kurzer Kaffeerast in Sils Weiterfahrt nach Chiareggio über Maloja-Sondrio, wo die Teilnehmer müde, aber hungrig gegen 20 Uhr eintrafen.

### Samstag, 6. September

Von Chiareggio jenseits der Brücke über den Murettobach (Fig. 2) und damit westlich der Muretto-Linie zum Altkristallin der Magna-Decke gehörender, alpin in Epidot-Amphibolitfazies überprägter Flaser-gabbro (sog. «Fedozzer Gabbro»). Weitere Gesteine der Margnadecke kurz nach den Häusern von Forbesina Muskovit-reiche Epidot-Zweiglimmer Plagioklasgneise (1) (Typ «Ca Rotte») mit komplizierter Deformation (GYR, 1967).

Im Talgrund des Val Sissone verschiedenste Typen von Amphiboliten der Malencodecke (2), zum Teil mit auffälligen Epidot-Grossular-Calcitbändern (Metabasica der Malencodecke). In den nördlichen Steilwänden über dem Tal schöne Durchaderung dieser Amphibolite mit Bergeller Gangsystemen (Aplitgranit, vereinzelt Granodiorit). Bei etwa 2000 m Kontakt zwischen Hornblende-Quarzdioriten des Bergell und amphibolitischen Rahmengesteinen. Ab Kote 2150 (Moräne N Val Sissone) stoffkonkordante Einlagerung von Marmorlinsen und Metapeliten (Suretta-Decke) im Hornblende-Quarzdiorit (Tonalit). Aufstieg bis etwa 2800 m.

Im Verlaufe des Aufstiegs können spektakuläre Strukturen mit mehrphasiger Deformation beobachtet werden. Bei etwa 2500 m durchschlägt ein 30 m mächtiger Stock von porphyrischem Bergellgranit («Ghiandone») den Tonalit («Serizzo») und Marmore (3).

Die Intrusivgesteine wurden, entsprechend ihrem verschiedenen Alter, unterschiedlich beansprucht. Der meist stoffkonkordante Tonalit ist stark verschiefert, die wenigen stoffdiskordanten Tonalitgänge sind boudiniert und verfaltet. Die Regelung der Kalifeldspäte in porphyrischen Bergellergranit folgt nicht dem Deformationsmuster des Tonalites, sondern läuft parallel den Kontakten des Granitstöckleins (magmat. Fließ-Strukturen). Die Aplitgranitgänge sowie Granat-, Turmalin- und Beryllpegmatite sind relativ undeformiert.

Die hier auftretenden Gesteine der Surettadecke (3) umfassen hochmetamorphe metapelitische Gneisse (Biotit-, Cordierit-, Sillimanit- und Granat-führend vgl. WENK et al., 1974) sowie metamorphes Mesozoikum, sog. «Vazzeda-Zug» (GYR, 1967).

Die Exkursion wandte im folgenden ihre spezielle Aufmerksamkeit der Metamorphose in den metamorphen Karbonatgesteinen zu. Die schönsten Aufschlüsse befinden sich auf etwa 2550 m am Rande des Sissonegletschers (Koord. 1296/776.6).

#### *Typen von Marmoren* (BUCHER, 1976)

1. Grobkörnige reine Dolomitmarmore.
2. Predazzite (Brucit + Calcit + Dolomitgesteine).
3. Kieselige Dolomitgesteine (häufigste Paragenesen Calcit-Dolomit-Forsterit; Calcit-Dolomit-Forsterit-Klinohumit-Chondroit; Calcit-Dolomit-Forsterit-Tremolit; Diopsid gelegentlich in SiO<sub>2</sub>-reicheren Typen; Tremolit ist häufig retrograde Bildung).
4. Al-führende kieselige Dolomite bilden den Hauptanteil der Karbonatgesteine des Val Sissone (häufiges Auftreten von Humitminerale mit Chlorit und Spinell sowie Forsterit, Calcit und Dolomit).
5. Kaliumführende Dolomitmarmore enthalten Phlogopit-Diopsid-Tremolit-Calcit-Kalifeldspat.
6. Kieselige Calcitmarmore mit Wollastonit.

7. Unreine mergelige Typen (Grossular-, Vesuvian- und Epidot-hältig, des weiteren Xantophyllit, Pargasit, Skapolith, Aktinolith). Das Mineralpaar Wollastonit-Anorthit wurde nicht beobachtet, wohl aber Grossular + Quarz.

*Metasomatose in den Marmoren*

Ausgedehnte Massentransportphänomene lassen sich besonders an Kontakten granitoider Gesteine mit Karbonaten beobachten. Die schönsten Beispiele metasomatischer Stofftransporte finden sich in zonierten Adern in den Marmoren.

1. *Dolomit/Tonalit-Kontakte* mit metasomatischen Zonen bis zu m-Mächtigkeit. Diffuse Grenzen des Tonalites, scharfe Grenzen gegen den Marmor. Die metasomatisch veränderten Gesteine enthalten Skapolith, Grossular, Vesuvian, Diopsid, Wollastonit, Amphibole, Anorthit und Epidotminerale. Auskeilende granitoide Platten im Marmor zeigen zum Teil vollständigen Ersatz durch Kalksilikate.
2. *Zonierte metasomatische Adern* in Dolomitmarmoren (Fig. 3). Symmetrische Anordnung von Mineralzonen im cm- bis dm-Bereich. Die Orientierung der Adern ist häufig in ac-Lage zu den Strukturen der Marmore. Die Mineralogie der Adern ist oft sehr einfach (Fig. 3).

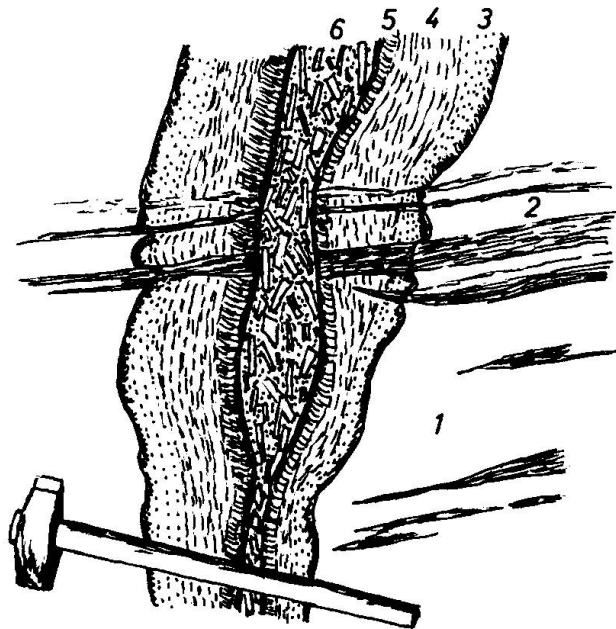


Fig. 3. Beispiel einer metasomatischen Ader in Marmoren des Val Sissone. Nebengestein ist ein Dolomit-Marmor (1) mit einer ausgeprägten, sehr phlogopitreichen Stoffbänderung (2). Das metasomatisch veränderte Gestein umfasst folgende symmetrisch angeordneten Zonen: Olivin + Calcit (3), Tremolit + Calcit (4) sowie Aktinolith (5). In der zentralen Kluft findet sich sehr grobkörniger Diopsid, Calcit und Skapolith (6).

Generell sind in Marmoren Paragenesen niedriger Varianz (mit vielen Mineralien), in Adern solche höherer Varianz (mit wenig Mineralien) zu beobachten. Dies deutet darauf hin, dass die Gasphase im Gestein intern, in den Adern extern kontrolliert wurde.

Im weiteren Verlauf füllten sich die Rucksäcke der Mineraliensammler und Museumskuratoren mit Kluftepidot, welcher in besonders schönen Exemplaren auf der Moräne W Punkt 2658 zu finden ist. Von hier Abstieg zum Pässlein 2438. Kurz vor diesem Pass im Bach (Koord. 777.25/130.13) Blöcke von Enstatit-Olivinfels aus dem Bereiche des Vaz-zeda-SE-Grates sowie ein diskordanter scharfer Kontakt: Tonalit/Amphibolit (4). Im Be-



reiche des Pässleins stehen metasomatisch veränderte Metabasica der Malenco-Decke (mit Hornblenden bis zu 30 cm und Labradorit) mit Aplitgranit im Kontakt. Der weitere Weg gegen Alpe Sissone führt durch die Metabasite, deren Metamorphose gegen E zu abnimmt. NE Alpe Sissone eine grössere Linse von Ultramafitit (Talk-Anthophyllit-Olivinfels = metamorpher Malenco-Serpentinit) mit hochmetamorphen Rodingitgängen. Abstieg bei unverändert herrlichem Wetter nach Chiareggio.

### Sonntag, 7. September

Diese Exkursion befasste sich mit den strukturellen Beziehungen zwischen Malenco-Serpentin, Margna-Decke, Pirola- und Muretto-Störung sowie insbesondere mit der progressiven Metamorphose der Malenco-Antigoritschiefer in der Bergeller Kontaktaureole.

Bei leichtem Regen stiegen wir von Chiareggio  $\frac{3}{4}$  Stunden ins Val Ventina, zu einem Kaffeestopp bei Capanna Porro. Entlang dem Aufstiegsweg finden sich immer wieder Blöcke von «Malojagneiss» und den verschiedenen Gesteinen der Fedozzer Serie (SCHUMACHER, 1976) neben überwiegend Serpentiniten der Malenco-Masse. Kurz unterhalb der Hütte linker Hand Aufschubung von Malenco-Serpentin (Pirola-Störung) auf Margna-Decke an steilem Kontakt. Die Geröllsammlung im Val Ventina enthält ausgezeichnete Beispiele verschiedenster Typen von Malenco-Serpentiniten nebst assoziierten Adern (Olivin-Diopsid; Titanklinohumit-Diopsid-Ilmenit-Olivin).

Von Alpe Ventina folgten wir dem auf der Übersichtskarte (Fig. 2) angegebenen Itinerar nach Alpe Zocca. In der Umgebung der Alphütten Verfaltung und Verschuppung von Gneissen und Amphiboliten der Margna-Decke mit Malenco-Serpentinit.

Von Alpe Zocca Wanderung über Geröllhalden gegen Val Sissone; zunehmende Metamorphose des Serpentinites.

#### *Die Metamorphose und Kontaktmetamorphose des Malenco-Serpentinites*

Über weite Bereiche bildet der Malenco-Serpentinit ein schiefriges Gestein mit einer syn- bis postkinematischen Grünschieferfazies-Paragenese von Antigorit + Olivin + Diopsid + Chlorit + Magnetit. Akzessorisch finden sich Titanklinohumit, Brucit, Ilmenit, Pentlandit, Perovskit, Heazlewoodit und Awaruit. Im Bereich Val Ventina ist der Serpentinit oft massiger und zeigt noch primäre Stoffbänderung von mehr lherzolitischen bis zum Teil pyroxenitischen und dunitischen Lagen.

Die Bergeller Kontaktmetamorphose wandelte die Grünschieferparagenesen des Malencoserpentinites in solche höherer Temperaturen um. Innerhalb einer Distanz von 1–1,5 km vom Tonalitkontakt können eine Reihe von Änderungen in der Mineralogie der Ultramafica beobachtet werden. Vier Zonen lassen sich auskartieren; diese sind in Reihenfolge steigender Metamorphose:

- (A) Antigorit-Olivin-Diopsidzone
- (B) Antigorit-Olivin-Tremolitzone
- (C) Talk-Olivin-Tremolitzone
- (D) Anthophyllit-Olivin-Tremolitzone

Nahe dem Kontakt tritt Enstatit-Olivin-Tremolit auf. Eine Übersicht über die Mineralbestände solcher Gesteine gibt Tabelle 2.

Zone (A) entspricht der verbreiteten Grünschieferparagenese des Malenco-Serpentinites mit zum Teil sehr schönen Mosaikgefügen von Antigorit-Olivin-Diopsid. Grosse Kristalle trüben Diallags, umrundet von klarem Diopsid, sind verbreitet in Zone (A). Vielfach ist auch Diallag total von Magnetit, Chlorit, Antigorit und Diopsid pseudomorphosiert. Tremolit in Zone (B) tritt ursprünglich als Rand um Diopsid auf, bei höherer Metamorphose findet er sich homogen über das Gestein verteilt, während Diopsid verschwindet. Eine deutliche Zunahme des Olivinehaltes und Abnahme des Antigoritgehaltes charakterisiert ebenfalls den Übergang von Zone (A) in Zone (B). Eine weitere Zunahme des Olivinehaltes, Abnahme der Schieferigkeit des Gesteins und Bildung von Hornfels-Texturen zeigen den Beginn der Zone (C) an.

Tabelle 2

Zone	Nr.	Lokalität	Koordinate	Brucit	Olivin	Antigorit	Enstatit	Anthophyllit	Talk	Tremolit	Diopsid	Chlorit	Cr-Magnetit	Pentlandit	Heazlewoodit	Pyrrhotin	Awaruit
A	Mg 65 b	Steinbruch Chiesa	785.7/127.5	×	×	×					×		×				×
A	Mg 104	E Pizzo Ventina 2350 m	780.05/128.3		×	×					×		×	×	×		
B	Mg 63 c	Alpe Zocca	779.55/129.7		×	×				×			×	×	×		×
B	Mg 102 a	SE Alpe Zocca 2260 m	779.55/129.7		×	×				×		×	×	×			
C	Mg 630	Alpe Zocca	779.55/129.7		×				×	×			×	×			
C	Mg 89	Val Sissone 1730 m	778.8 /130.7		×				×			×	×	×			
C/D	Mg 91	Val Sissone	778.5 /130.0		×			×	×			×	×	×	×		
E	Mg 100 a	SW Alpe Zocca 2200 m	778.7 /129.7		×		×	×	×	×		×	×	×			×

Talk erscheint zunächst in kleinsten Schüppchen, die mit zunehmender Metamorphose größer werden, während Antigorit verschwindet. Die grauen Talk-Olivingesteine können im Feld gut von den grüngrauen Serpentiniten unterschieden werden – beide Einheiten sind kartierbar. Lokal erreichen Olivin und Talk in Zone (C) Grössen von mehreren cm und zeigen prachtvolle Texturen. Olivin zeigt Elongation parallel (010). Zurzeit kann keine vollständig befriedigende Erklärung für diese Texturen gegeben werden, aber die Gegenwart von grossen Mengen Porenflüssigkeit scheint wichtig. Gesteine, die reich an Ca sind, enthalten wenig oder gar keinen Talk und statt dessen viel Tremolit. In Zone (D) findet sich radialstrahliger Anthophyllit manchmal auch als Überwachsung auf Tremolit. Retrograde Änderungen führten in dieser Zone zur Bildung von Talk aus Anthophyllit, späte Bewegungen nahe dem Tonalitkontakt zur Bildung von Talk und fasrigem Serpentin entlang Scherflächen.

Beim Rückweg Übersicht über die regionale Geologie auf Alpe Zocca. Die Diskussion musste infolge Regens auf Capanna Porro verlegt werden. Auf dem Abstieg begegneten wir zufällig einer weiteren Exkursion unter Leitung von Prof. H. R. Wenk, dem es so leider versagt blieb, seine Ansichten zur Bergeller Geologie vor unserer Gruppe selbst zu vertreten (H. R. WENK, 1973).

### Literaturverzeichnis

SMPM = Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.

- BELTRAMI, G., LIBORIO, G., MONTRASIO, A. und MOTTANA, A. (1975): La «finestra» di Lanzada (Val Malenco, Sondrio). Rend. d. Soc. Italiana Min. e Petrologia. Vol. XXX, 839–853.
- BUCHER, K. (1976): Phasenbeziehungen in Al-führenden kieseligen Dolomitmarmoren des Bergell-Ost-randes. SMPM 56, im Druck.
- BUCHER, K. und H. R. PFEIFER (1973): Über Metamorphose und Deformation der östlichen Malenco-Ultramaftite und deren Rahmengesteine (Prov. Sondrio, N-Italien). SMPM 53, 231–241.
- CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Julier-Gruppe, I. Teil. Beitr. Geol. Karte Schweiz. N.F. 70.
- (1950): II. Teil.
- (1951): III. Teil.
- DIETRICH, D. (1971): Die Ophiolithe am Piz Corvatsch (Oberengadin). Diplomarbeit Geol. Inst. Univ. Zürich, 80 p.
- DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. Diss. Europ. Hochschulschriften, Reihe 17, Erdwissenschaften, Nr. 1, 180 p. Verlag H. Lang und Cie AG, Bern.
- GYR, TH. (1967): Geologische und petrographische Untersuchungen am Ostrande des Bergeller Massivs. Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich. N.F. 66.
- MONTRASIO, A. (1973): Strutture a pillow nelle anfiboliti del Monte Forno (Pennidico medio-Alpi Retiche). – Academia nazionale dei lincei, Rendiconti, della classe di scienze fisiche, matematiche e naturali, VIII, 54, p. 114–123.
- PETERS, T.J. (1968): Distribution of Mg, Fe, Al, Cu and Na in coexisting olivine, orthopyroxene and clinopyroxene in Totalp serpentinite (Davos, Switzerland) and in the alpine metamorphosed Malenco serpentinite (N. Italy). Contr. Mineral. Petr. 18, 65–75.

- QUERVAIN, F. DE (1963): Die Erzminerale des Serpentin von Selva-Quadrada (Puschlav). SMPM, 43, 295–312.
- SCHUMACHER, TH. (1976): Geologisch-petrographische Untersuchungen des Malenco-Serpentinit und der Margnagesteine bei Chiareggio. SMPM 56, im Druck.
- STAUB, R. (1915): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. Vierteljahrsschr. Natf. Ges. Zürich, 60, 555.
- TROMMSDORFF, V., SCHWANDER, H. und T.J. PETERS (1970): Mangansilikate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier-Bernina-Gebietes. SMPM, 50, 539–545.
- TROMMSDORFF, V. and EVANS, B. W. (1972): Progressive metamorphism of antigorite-schist in the Bergell tonalite aureole (Italy). Am. J. Sci. 272, 423–437.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B. W. (1974): Alpine Metamorphism of Peridotitic Rocks. Auszug aus «Schweiz. Mineralogische und Petrographische Mitteilungen», Vol. 54, 2/3.
- TRÜMPY, R. (1970): Aperçu général sur la Géologie des Grisons. C. R. Sommaire des Séances Soc. géol. France, 330–364, 391–394.
- (1975): Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss alps: a presumed former continental margin and its problems. Amer. J. Sci. Vol. 275-A, 209–238.
- WENK, H. R. (1973): The Structure of the Bergell Alps. Eclogae Geol. Helv. 66, 255–291.
- WENK, H. R., WENK, E. and WALLACE, J. H. (1974): Metamorphic mineral assemblages in pelitic rocks of the Bergell Alps. SMPM 54, 507–554.

### Geologische Karten

- CORNELIUS, H. P. (1932): Geol. Karte der Err-Julier-Gruppe 1 : 25 000, Spez.-Karte, Nr. 115. Schweiz. Geol. Kommiss.
- STAUB, R. (1946): Geol. Karte der Berninagruppe 1 : 50 000, Spez.-Karte Nr. 118. Schweiz. Geol. Kommiss. *Carta Geologica d'Italia* 1 : 100 000, foglio 7–18, Pizzo Bernina-Sondrio. Servizio Geologico d'Italia.

## Third European Crystallographic Meeting

Zürich, 6.–10. September 1976

Anmeldungen an:

Dr. Rita Grieb, ECM-3, Institut für Kristallographie ETH  
Sonneggstrasse 5, 8006 Zürich

---

## First European Conference on Crystal Growth

Zürich, 12.–18. September 1976

Anmeldungen an:

Sekretariat ECCG-1, Laboratorium für Festkörper-Physik  
ETH-Hönggerberg, 8093 Zürich