

Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie
Band: 67 (1987)
Heft: 3

Vereinsnachrichten: Bericht über die 62. Hauptversammlung der Schweizerischen
Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Luzern

Nutzungsbedingungen

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

Conditions d'utilisation

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

Terms of use

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

Download PDF: 27.01.2026

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

Bericht über die 62. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Luzern

8./9. Oktober 1987

A. Bericht des Vorstandes für 1986 und Auszug aus dem Protokoll der geschäftlichen Sitzung

Datum: Donnerstag, 8. Oktober 1987,
10.20 Uhr

Ort: Kantonsschule Alpenquai, Luzern,
Spezialtrakt S 2.4

Vorsitz: Prof. H. A. Stalder, Bern (Präsident)

Anwesend: 35–40 Personen

Bericht des Präsidenten

siehe SMPG-Nachrichten April 1987.

Jahresrechnung 1986

siehe SMPG-Nachrichten April 1987 mit
Revisorenbericht und Budget 1988.

Bericht des Redaktors

Band 66 der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen enthält 27 Originalarbeiten sowie den Jahresbericht der 61. Hauptversammlung in Bern mit 18 Kurzfassungen von Vorträgen und einem Bericht über die Binntal / Grimsel-Exkursion der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft. 506 Textseiten erschienen aufgeteilt in ein Doppelheft 1/2 und Heft 3 in einer unveränderten Auflage von 1000 Exemplaren.

15 Beiträge sind ausgearbeitete Artikel oder Zusammenfassungen von Vorträgen des Sym-

posiums «Alpine Metamorphosen», welches gemeinsam mit der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft vom 21. bis 24. September 1985 in Bellinzona stattgefunden hatte. Folgende Fachgebiete wurden für sich allein oder kombiniert mit andern abgehandelt:

Metamorphose (17), Strukturgeologie (4), Geochronologie (4), Mineralogie (3), Geochemie (3), Phasenpetrologie (3), Lagerstättenkunde (2) und Vulkanologie (1).

22 Arbeiten betreffen den Alpenraum, deren sieben sind ausseralpinen Themen gewidmet. Eine besonders aktuelle Arbeit befasst sich mit der Gaskatastrophe des Lake Nyos in Kamerun.

Der englischen Sprache bedienen sich 15 Autoren. Zehn Arbeiten sind in deutscher und zwei in französischer Sprache abgefasst. Alle Arbeiten wurden begutachtet, was in verschiedenen Fällen zu deutlichen Verbesserungen und Straffungen der Artikel führte. Der Redaktor dankt allen Gutachtern herzlich für die bereitwillige Mitarbeit.

Der Redaktor: A. Stahel

LISTE DER GUTACHTER FÜR BAND 66

| | |
|----------------------|------------------------|
| J. Abrecht, Basel | W. Oberholzer, Zürich |
| A. Deutsch, Münster | Y. Ohta, Oslo |
| M. Frey, Basel | HR. Pfeifer, Lausanne |
| J. Ganguin, Zürich | U. Rösli, Zürich |
| St. Graeser, Basel | R. Schmid, Zürich |
| J. Hunziker, Bern | A. Stahel, Zürich |
| E. Jäger, Bern | Ph. Thélin, Lausanne |
| V. Köppel, Zürich | V. Trommsdorff, Zürich |
| V. Lorenz, Mainz | H.J. Welke, |
| G. Milnes, Trondheim | Johannesburg |
| A. Montrasio, Milano | A. Zingg, Basel |

Ehrung von Professor Ernst Niggli

Am 29. September 1987 wurde Ernst Niggli 70jährig. Seit dem Festband der SMPM für R. L. Parker hatte man auf die Herausgabe solcher Spezialbände verzichtet, da sich die «runden» Geburtstage in der Folge häuften. Aus Anlass des 70. Geburtstages von E. Niggli wurden nun auf Initiative von Schülern und Freunden des Jubilars Artikel gesammelt und im Doppelband 1/2 des Jahrganges 67 (1987) publiziert. M. Frey würdigt die Aktivitäten des Jubilars und dankt ihm im Namen der Gesellschaft, der Schüler und Freunde für seine Tätigkeiten als Lehrer und als Promotor für Erdwissenschaften im Nationalfonds.

Der Geehrte dankt für den SMPM-Band, den er als erster und – vorläufig – einziger erhalten hat. In seinem Dankeswort gibt er einen Rückblick auf die vergangenen 50 Jahre «Mineralogie» und hebt die gewaltigen Fortschritte auf dem Gebiet der experimentellen Mineralogie, Geochronologie und Geophysik hervor.

Diskussion zur Aktivität der SMPG

siehe SMPG-Nachrichten Frühjahr 1988.

B. Wissenschaftliche Sitzung

Donnerstag, 8. und Freitag, 9. Oktober 1987.

Plenarvorträge

V. Dietrich (Zürich) und F. Schenker (Bern): *Die Nyos-Katastrophe in Kamerun 1986.* (Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 66/3 (1986), 315–342)

A. Pfiffner (Bern): *Die Osttraverse des NFP 20: Erste Daten zur Tiefenstruktur und zum Krustenmodell.*

V. Trommsdorff (Zürich): *Metamorphose und Metasomatose in Gegenwart von Salzlösungen.* (Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 67/1,2 [1987], 75–84)

Kurzberichte Posterausstellung

M. Bucher (Bern): *Characterization of metamorphic conditions through mineral chemistry in amphibolites in tectonic windows within the Semail ophiolite, United Arab Emirates.*

From Middle Permian to Middle Cretaceous times the Arabian side of the Gulf of Oman evolved as a NE facing passive, or Atlantic-type, continental margin. To the NE of this margin lay the Hwasina ocean, constituting the Oman segment of the Tethys. During late Cretaceous the slope and basinal sediments, together with ophiolitic rocks, were emplaced from the northeast onto the Arabian continental margin. Thrusting started in distal portions of the oceanic plate. The earliest movement was the detachment of a slice of mid-Cretaceous oceanic lithosphere, which is now the Semail ophiolite, along a low-angle thrust plane. As thrusting progressed towards the Arabian foreland, other thrust slices of Mesozoic ocean floor and continental margin sediments were added to the nappe pile. As a result, the northeastern Arabian platform is tectonically overlaid by successively more distal units, the Semail ophiolite being at the top. Neoautochthonous sediments of Maastrichtian and Tertiary age were subsequently deposited upon the autochthonous and allochthonous units.

Close to the base of the Semail nappe sedimentary and volcanic rocks have been metamorphosed to amphibolite and greenschist facies. The largest extent of these rocks occurs in the Northern Arab mountains in the United Arab Emirates. These amphibolite and greenschist facies rocks outcrop in prominent tectonic windows that are easily recognized in the field. The sequence of rocks consists of low grade greenschists (s.str.) and quartz-mica schists with occasional impure marble bands. The amphibolite facies rocks are amphibolites, quartz-rich schists and calc-silicate marbles. Rapid alternation of the lithology is typical. The rocks show a strong pervasive early foliation which was refolded on all scales by a second deformation.

The primary objectives of this work were to investigate:

1) The grade of metamorphism represented in the metamorphic outcrops.

2) The nature of the greenschists and amphibolites and their significance regarding the metamorphic evolution of the nappe.

3) The possible nature of metamorphism (e.g. residual heat vs. regional metamorphic event).

D. Vuichard (Bern): *The High Himalayan cristallines in the Khumbu Himal, Eastern Nepal.*

The area of this investigation belongs to the Higher Himalayas and includes the Khumbu series. A correlation with rock units of Western and Central Nepal places the Khumbu series in the "*Tibetan Slab*" (a term coined by LOMBARD, 1952, and corresponding to the "*High Himalayan Cristallines*" of various other authors). The "*Tibetan Slab*" has been recognised along the entire Himalayas. It is a metamorphic and tectonic unit, which also represents a tectonic stage. In Himalayan geology such rock sequences are, therefore, often referred to as "litho tectonic" units.

In the surveyed area, the units of the *metamorphic Khumbu series* are highly polymetamorphosed and tectonised Precambrian basement rocks. These crystalline basement rock units consist of mainly para- and orthogneisses, the latter showing migmatitic features. The overlying, Palaeozoic to Mesozoic, Tethyan sediments (Tibetan Series) rest stratigraphically on the basement rocks. Contacts often appear undisturbed, but are locally affected by thrusting.

The Khumbu series is almost 10 km in thickness, beginning South of Lukhla, and extending to the Chinese border. The lower

boundary lies at the MCT (Main Central Thrust). In the Khumbu area, the metamorphic series outcrops south of the highest range, whereas the Tethyan sediments are restricted to the upper parts of Lhotse (8501 m) and Mount Everest (8848 m). However, beyond the highest ridge, the Tethyan sediments extend far into the Chinese-(Tibetan) region.

In the upper Imja Khola valley, the transitional zone from the Tibetan Slab into the overlying sequences of the Tethyan sediments has been arbitrarily set between the dark coloured paragneisses ("Black Gneisses") and the, slightly metamorphosed to unmetamorphosed, sedimentary rocks (Everest Formations) of the highest peaks. The transitional zone is blurred by large, Tertiary granite bodies which intrude both the metamorphic sequence and the Tibetan Series.

Whether the *polymetamorphic sequence* forms a single, very thick basement complex, or results from the piling up of different large scale thrust sheets, or consists of a complicated nappe structure, or even a combination of nappe and schuppen structures, is still not clear. Thus, it is uncertain whether the Higher Himalayan Cristalline rocks in the investigated area have a "uniform" or a "spliced" character.

Nevertheless, petrographic arguments can be used to distinguish three large scale lithologic units: 1) a basal unit of paragneisses; 2) a complex of strongly migmatised orthogneisses, intercalated by minor paraschists and marbles; and 3) an upper unit of dark coloured paragneisses. Presently this litho-stratigraphic succession is favoured, although a stratigraphic log remains theory and interpretations differ.

K. Honegger (Zürich) und **U. Raz** (Bern): *Kontinentale Kruste im Ladakh-Block und die magmatische Entwicklung im Zusammenhang mit der Indus-Yarlang-Tsangpo-Sutur.*

Der Ladakh-Block ist ein Teil des 2000 km langen Transhimalaya-Batholiths zwischen dem indischen Kontinent (S) und der Karakorum/Tibet-Platte (N), begleitet von der Nördlichen Sutur (NSZ) und der Indus-Yarlang-Tsangpo-Sutur (ISZ). Im Westen trennt die Nanga-Parbat-Syntaxis den Ladakh-Block vom Kohistan Arc, und im Osten bildet der Gartok/Nubra Fault die Grenze zum Lhasa-Block.

Feldarbeiten im Zentralteil der Ladakh-Range hatten zum Ziel, die relativen Altersabfolgen und die geochemische Entwicklung der Vulkanite und Intrusiva im Zusammenhang mit der Indus-Sutur und den Inselbogen-Basalten der Dras/Nindam-Einheit zu beschreiben. Überraschende Funde von paläozoisch-mesozoischen Sedimentserien zeigen die kontinentale Krustenentwicklung mit Karakorum-ähnlichen Lithologien. Intensive Verschuppung, regionale Grünschiefer-Metamorphose und durch Gabbros und Granite erzeugte Kontaktmetamorphose erschweren allerdings die stratigraphische Korrelation. Die Basis bilden mächtige Serien von Meta-Sandsteinen und Chlorit-Glimmerschiefern, übergehend in eine vulkanische Serie mit basischen Tuffiten, Grünschiefern und Quarziten. Darüber folgen bis 500 m mächtige weisse Kalkmarmore mit Fossilresten von Megalodon und Lithotis (obere Trias/unterer Jura). Die Marmore werden überlagert von feinkörnigen Metasandsteinen und Phylliten.

Eine intensive Tektonik mit Schuppen- und Deckenbildung ist der magmatischen Phase vorangegangen. Migmatitische Gneise mit

Kalksilikat-Schollen sind auf die Karbonatserien aufgeschoben. Biotit-Quarz-Sillimanit-Cordierit-Paragenesen in Metapeliten der Gabbro-Kontaktaureole weisen auf eine Überlast von mehr als 12 km hin ($3 \pm 0,5$ kb / $700 \pm 50^\circ\text{C}$).

Die magmatische Phase begann mit Intrusionen von Olivin-Gabbro und Hornblende-Gabbro mit brauner, poikilitischer Hornblende als Solidus-Phase. Es folgten Diorite mit grünen prismatischen Hornblenden, z.T. zu Hornblenditen kumuliert. Differenzierte Diorite und Granodiorite zeigen z.T. einen Lagenbau und in Konvektions- oder Stress-Zonen spektakuläre Xenolith-Schwärme. Im Gegensatz dazu stehen die ausgedehnten und auffallend homogenen Granodiorit- und Biotit-Granit-Plutone, die flächenmässig den grössten Teil ausmachen. Granatführende Leukogranite folgen den Randzonen der Biotit-Granite und den darin eingesunkenen Vulkaniten und Metasedimenten.

Kalkalkalische Vulkanite waren bisher nur aus Molassegeröllen bekannt. Relikte von zusammenhängenden Vulkanitabfolgen zeigen eine frühe basaltisch/trachyandesitische und eine spätere basaltandesitische/rhyolitische Phase. Nachfolgende hypabyssische, Granat-Magnetit-führende Leukogranite und Granophyre entwässerten rasch und liessen entlang von Bruchzonen die darüberliegenden Vulkanite hydrothermal verändern.

In N-S verlaufenden Andesit-Gängen wird die magmatische Aktivität beendet. Es folgt eine intensive Bruchtektonik, Faltung der transgressiven Molasse und Steilstellung der Indus-Sutur am Südrand des Ladakh-Blocks. Rezente Aufschiebungen von Molasse-Sedimenten auf quartäre Schotter-Terrassen zeigen, dass diese Bewegungen bis heute noch andauern.

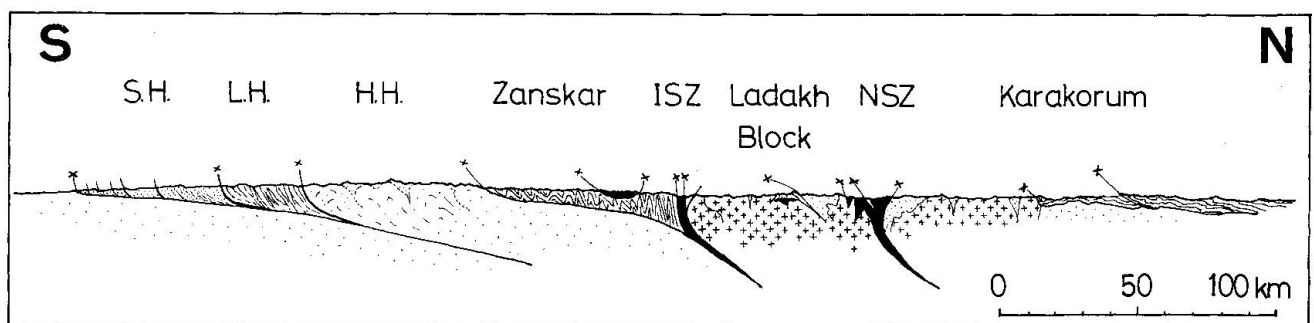


Abb. 1: Schematisches Profil durch den NW-Himalaya.

S.H.: Subhimalaya, L.H.: Lower Himalaya, H.H.: Higher Himalaya, ISZ: Indus-Yarlang Suture Zone, NSZ: Northern Suture Zone.

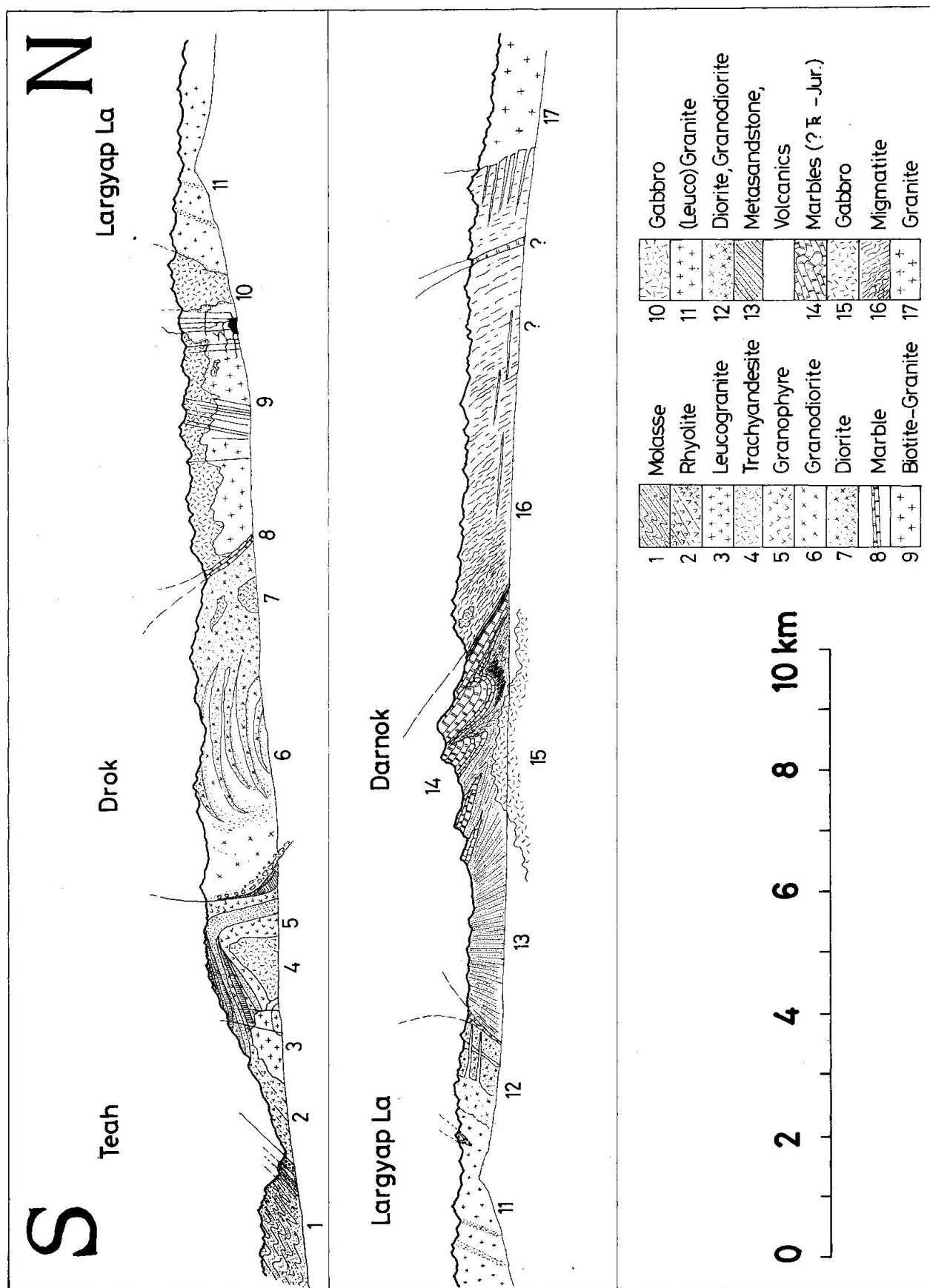


Abb. 2: Profil durch den Ladakh-Block im zentralen Ladakh.

J.-B. Joye (Fribourg): *Zone de mylonites préhercyniennes dans le massif cristallin des Aiguilles Rouges.*

Une déformation ductile préhercynienne suivie par endroit d'une cataclastisation est présente sur le côté NW du granite de Vallorcine, dans le massif des Aiguilles Rouges. Les mylonites affectent des métasédiments et des orthogneiss qui ont subi un métamorphisme de haute pression (disthène en relict) puis de haute température (présence de sillimanite).

Ces mylonites sont caractérisées par (1) une schistosité fortement inclinée, (2) par une linéation d'étirement subhorizontale. De nombreux critères microscopiques permettent de déduire le sens du cisaillement: (1) structure œillée asymétrique, (2) plans S-C, (3) plan C', (4) micas en forme de poisson, (5) microolithons. Trois générations de plis au moins ont déformées ces mylonites. Quelques plis en fourreaux ont déjà été observés.

Différentes hypothèses sont discutées sur la géométrie et la cinématique de cette zone. Une esquisse des événements structuraux et métamorphiques est tentée.

P. Kunz (Genève): *Ophiolites penniques et sédiments associés dans la région d'Arolla (Val d'Hérens, Valais).*

The penninic Nappe du Tsaté, the top of the Zone du Combin, is composed of a Middle Jurassic to Upper Cretaceous ophiolitic complex, which belongs to the Piemonte realm. This nappe shows two sequences: an essentially ophiolitic series with greenstones (ultrabasic, plutonic, and effusive basic rocks) and associated abyssal deposits (equivalent to the *Série de Chabrière*); and a calcareous-siliceous flysch rich in planktonic foraminifera of Upper Cretaceous age (*Série Grise*).

This nappe has been affected by a greenschist-facies metamorphism and superposed deformations. The original ophiolitic sequences have been strongly altered, with serpentinisation of the ultrabasic rocks, prasinitisation of the volcanic ones, and recrystallisation of the sediments.

Five stages of deformation are observed: two early phases, Eoalpine (flow cleavage); two main phases of overthrusting, Mesoalpine

(major flow cleavage); and a later phase of backthrusting, Oligocene (fracture cleavage).

The ophiolitic complex corresponds to a fragment of the old Piemonte oceanic lithosphere. A part of the Upper Cretaceous flysch is the result of the submarine erosion of these ophiolites, which took place at the time of closing of the Ligurian-Piemonte ocean. During the Tertiary, the alpine deformation episodes have inverted the original stratigraphy of these sequences.

M.-L. Schuerch (Genève): *Les ophiolites de la zone du Versoyen, France-Italie.*

Située à cheval sur la frontière franco-italienne, à proximité du col du Petit-Saint-Bernard, la zone du Versoyen est pincée entre le houiller Briançonnais et les massifs cristallins externes, et se rattache structuralement à la zone des Brèches de Tarentaise (extrémité SW de la zone valaisanne). Elle est constituée, d'écaillés de serpentinites associées à des lentilles gneissiques, et d'un ensemble volcanosédimentaire caractérisé par des filons-couches basaltiques différenciés, intrusifs dans une série péritique d'âge Crétacé inférieur à moyen. Dans les parties sommitales du bâti, un débit en coussins est souvent observé. La trilogie ophiolitique classique n'est pas complète, en effet, sont absents les termes mafiques grenus et le «sheeted dike complexe» proprement dit (qui, en l'occurrence, pourrait être représenté par les sills).

L'environnement géotectonique, dans lequel le complexe ophiolitique s'est développé, a pu être mis en évidence grâce à des diagrammes de discrimination géochimiques; il s'agirait d'un petit bassin, engendré dans une faille transformante, de type golfe de Californie.

D'autres part, ces ophiolites et leurs sédiments associés ont subi une histoire métamorphique complexe qui a pu être retracée, grâce à une étude pétrographique détaillée et à l'analyse par microsonde des minéraux clés, selon le scénario suivant:

Lors de la mise en place des sills se produit un *métamorphisme de contact*, à caractère thermique et hydrothermal, qui a eu lieu aux contacts sills-sédiments encaissants; il a principalement engendré des roches porcelanées, les

adinoles. Un *métamorphisme de fond océanique* a suivi presque immédiatement, il a occasionné une remobilisation importante d'éléments volatils et a produit, en certains secteurs, la spilitisation. Ensuite la zone du Versoyen a été affectée par le métamorphisme régional alpin, à caractère polyphasé, représenté par trois faciès; le premier, le *faciès éclogitique* (déjà mentionné lors d'études précédentes, mais considéré jusqu'alors comme «métamorphisme transporté»), a pu être confirmé comme s'étant développé «in situ». La découverte de l'omphacite dans plusieurs secteurs du Versoyen et l'extension géographique de l'apparition de la jadéite notamment, permettent de cerner les conditions P-T qui ont permis la cristallisation des paragenèses éclogitiques; elles se situent entre 7 et 16 kbars, et 300 et 600°C. Un contexte géodynamique inédit est envisagé, soit une zone de subduction avec, conjointement, des phénomènes de surpression locales, engendrées par un chevauchement tectonique majeur. Les faciès métamorphiques qui ont suivi sont: le faciès *schistes bleus*, cristallisant, lui aussi, dans des conditions de P-T relativement extrêmes, et le faciès *schistes verts*, nettement rétrograde.

Une approche géochronologique a été tentée, par la méthode K-Ar, elle situe l'âge du métamorphisme paroxysmal (HP-BT) entre 65 ± 15 m.a. et 75 ± 15 m.a., fourchette d'âge qui doit pourtant être considéré avec prudence notamment à cause de phénomènes de surpressions d'argon.

U. Rösli (Zürich): *Geochemische Untersuchungen an Rodingiten der Platta-Decke (Oberhalbstein GR).*

Ophiolitische Gesteine der Platte-Decke in der Gegend von Marmorera sind alpin in Pumpellyit-Aktinolith-Chlorit-Fazies überprägt und kaum deformiert worden. Basaltische Gänge in den Serpentiniten zeigen deshalb meist noch das magmatische Gefüge und lassen magmatische Zonierungen und allfällige mehrphasige Intrusionen erkennen.

Plagioklas, meist Albit, findet sich nur noch ganz selten in der Mitte der Gänge, die sonst stark metasomatisch umgewandelt worden sind und eine makroskopisch erkennbare Mi-

neralzonierung zeigen. Es lassen sich folgende Umwandlungstypen unterscheiden:

- 1) Pumpellyit ersetzt Plagioklas, magmatischer Klinopyroxen bleibt erhalten.
- 2) Granat und z.T. Vesuvian ersetzen Plagioklas, magmatischer Klinopyroxen wird meist zersetzt.
- 3) Chlorit z.T. mit Klinopyroxen, als Randzonierung der Gänge, manchmal sehr Fe-reich.

Die verschiedenen Umwandlungszonen wurden geochemisch untersucht. Alle Proben mit erkennbarem magmatischem Gefüge zeigen noch deutlich MORB-Charakteristik in den Spurenelementen, mit Ausnahme von Y und Sr, die mehr oder weniger stark angereichert sind. Elemente wie Ti, V, Zr und Sc zeigen eine deutliche positive Korrelation mit dem Anteil an magmatischem Klinopyroxen. Bei Umwandlungsrändern vom Typ 3 zeigt sich parallel zur makroskopisch sichtbaren Mineralzonierung oft eine Anreicherung von Spurenelementen gegen die interne Grenze dieser Randzonen. Möglichkeiten für die Entstehung dieser metasomatischen Zonierungen werden diskutiert.

M. Liniger (Zürich): *Evolution der Margna-Decke und ihre Gesteinsmetamorphosen.*

Die Margna-Decke südlich des Silsersees kann in zwei neue Teildecken unterteilt werden: Die Maloja-Decke und die Chiareggio-Decke. Diese Teildecken sind verscherte, liegende Grossfalten, die gegen Westen stirnen und durch eine mylonitische Zone mit reliktscher Trias getrennt sind. Die Deckenkerne bestehen aus präalpinem Basement und werden teilweise von tektonisch stark reduzierten, mesozoischen Sedimenten umhüllt.

Nach strukturellen und petrographischen Kriterien können vier Ereignisse eindeutig unterschieden werden.

- 1) Variskische Mineralparagenesen in Amphibolitfazies und Strukturen sind in den Deckenkernen reliktsch erhalten.
- 2) Deckenüberschiebung aus Osten mit Isoklinalfaltung und eine Streckungslineation können der eoalpinen Gebirgsbildungsphase zugeordnet werden.

Die zugehörige Schieferung und Metamorphose überprägt alle Gesteine. Die Metamorphose erreicht maximal oberste Grünschiefer- bis unterste Amphibolitfazies und ist synkinematisch und druckbetont im Norden; syn- bis postkinematisch und temperaturbetont im Süden.

3) Eine spätere alpine Phase mit Schub aus Norden führt zur Verfaltung und Krenulation der eoalpinen Schieferung. Die zugehörige Me-

tamorphose tritt nur in Zonen starker Verformung auf und erreicht höchstens obere Grünschieferfazies. Sie nimmt von Norden nach Süden zu.

4) Als jüngste Ereignisse sind im Westen ein Einfluss der Bergeller Kontaktmetamorphose sowie die Bildung junger, spröder Bruchsysteme (Engadiner Linie, Murettstörung) zu sehen.

E. Reusser (Zürich): Phasenbeziehungen im Tonalit der Bergeller Intrusion.

Die Bergeller Intrusion ist ein spätalpin (oberes Oligozän) magmatischer Komplex, der in den bestehenden mittel- bis oberpenninischen Deckenbau eingedrungen ist. Die Gesteine des Bergeller Intrusivkomplexes bilden eine klassische kalkalkalische Differentiationsfolge: Hornblendit-Hbl-Gabbro-(Diorit)-Tonalit-Granodiorit-Aplitgranit + Pegmatit. Die relative Altersabfolge ist aufgrund der Feldbeziehungen eindeutig festgelegt: Die Hornblendite und Hbl-Gabbros sowie andesitisch-basaltische Gänge bilden die ältesten, die Aplitgranite und Pegmatite die jüngsten Glieder.

Die Hauptphasen der Intrusion (Tonalit und Granodiorit) erfolgten während der abklingenden «leontinischen Regionalmetamorphose» und verursachten am Ostrand eine 1,5 bis 2,5 km breite, zu den alpinen Strukturen und Metamorphose diskordante Kontaktauereole (TROMMSDORFF und EVANS, 1972).

Phasenbeziehungen im Bergeller Tonalit

Der Bergeller Tonalit erstreckt sich kontinuierlich über 60 km vom Val Malenco bis ins zentrale Tessin (Giubiasco). Er verbindet ein Gebiet grünschieferfazieller Metamorphose (Bergeller Ostrand) mit einem Gebiet amphibolitfazieller Metamorphose (Zentraltessin).

In der Hauptmasse des Tonalits treten folgende Mineralphasen zusammen auf: Plg + Q + Hbl + Bio + Epi + Kfp + Tit \pm Fe-Ti-Oxide (Ilmenit mit Hämatit-Entmischungen, Magnetit, Rutil), Akzessorien (Apatit, Zirkon). Lokal können Epidot-ärmere Variationen vorkommen. Durch Vernachlässigung der (volumenmässig) untergeordneten Fe-Ti-Oxide und Akzessorien lassen sich der 7phasige Tonalit sowie eine zusätzlich anwesende H₂O-reiche fluide Phase im 9-Komponenten-Modellsystem SiO₂ - TiO₂ - Al₂O₃ - Fe₂O₃ - FMO - CaO - Na₂O - K₂O - H₂O darstellen. Die Kondensation von MgO und FeO ist deshalb möglich, da der Verteilungskoeffizient

$$K_D = \frac{(\text{Fe/Mg})_{\text{Biotit}}}{(\text{Fe/Mg})_{\text{Hornblende}}} \approx 1$$

ist (d.h. MgO und FeO in Hbl und Bio nicht fraktionieren). MnO spielt eine untergeordnete Rolle und wird vernachlässigt bzw. der FMO-Komponente einverleibt. F spielt auch eine un-

tergeordnete Rolle und darf vernachlässigt werden, da das Auftreten des Apatits diese Komponente zu sättigen vermag.

Der Epidot des Bergeller Tonalits ist primärmagmatisch entstanden (schon 1915 von CORNELIUS beschrieben). Seine Erscheinungsform ist im allgemeinen idiomorph. Im Kontakt mit Plagioklasen zeigt er starke Resorptionserscheinungen (vgl. ZEN und HAMMARSTROM, 1984). Teilweise enthalten die Epidote orthitische Kerne.

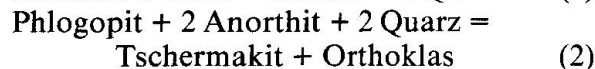
Die Hornblendensind magnesiumhaltige Hastingsite. Ihr Fe³⁺/Fe²⁺-Verhältnis beträgt $\approx 0,45$ (mit Mössbauerspektrometrie gemessen) und ist \pm konstant im ganzen Bergeller Tonalit. Dies belegt, dass die anwesenden Fe-Ti-Oxide die Sauerstoff-Fugazität f_{O_2} festlegen (f_{O_2} liegt zwischen Mag-Rut-Ilm- und QFM-Puffer).

Das Tonalitsystem (im Subsolidusbereich) ist nach der Phasenregel trivariant (C = 9 Komponenten, ϕ = 8 Phasen), unter der Annahme, dass das chemische Potential $\mu_{\text{H}_2\text{O}}$ in der fluiden Phase (extern) fixiert ist. Zusätzlich zu den Freiheitsgraden P, T bleibt ein Freiheitsgrad für einen Zusammensetzungsparameter offen. Durch die oben dargestellte Fixierung der f_{O_2} verliert das Tonalitsystem den Freiheitsgrad der Zusammensetzung und bildet eine divariante Subsolidus-Paragenese. Der Tonalit ist demnach vollständig gepuffert. Die Mineralzusammensetzungen sind nur abhängig von P und T. Eine Änderung der Gesamtgesteinszusammensetzung bewirkt lediglich eine Veränderung des Modalbestandes.

Die gesamten Variationen der Mineralchemismen lassen sich durch 23 Phasenkomponenten beschreiben: 8 additive Komponenten und 15 Austauschkomponenten (THOMPSON, 1982). 14 unabhängige heterogene Komponentenreaktionen bilden eine vollständige lineare Basis des Reaktionsraums des Tonalits im Subsolidusbereich. 9 davon sind reine Austauschreaktionen, und 5 sind «Net transfer»-Reaktionen.

Die regionale Verteilung der Mineralchemismen zeigt, dass vier Phasenkomponenten den grössten Teil der Gesamtvariation beschreiben: Tschermakitaustausch in Hornblende, Edenitaustausch in Hornblende, Fe³⁺Al₁-Austausch in Epidot und Hornblende. Der Fe³⁺Al₁-Austausch in Epidot und Hornblende wird kontrolliert durch f_{O_2} und $f_{\text{H}_2\text{O}}$. Die $\vec{\tau}_s$ - und \vec{e}_d -Austauschvektoren wer-

den durch die folgenden zwei «Net transfer»-Komponentenreaktionen gepuffert:



Diese beiden Komponentenreaktionen laufen während der Kristallisationsgeschichte des Tonalits ab und sind verantwortlich für die Variation der Zusammensetzung der Hornblendenden im Bergeller Tonalit. Die Reaktion (1) verläuft sehr steil im P-T-Raum und ist daher praktisch druckunabhängig. Die Reaktion (2) weist eine leichte positive Steigung auf und ist deswegen stark druckabhängig.

Die regionale Zunahme von \vec{ts} (Hbl) und \vec{ed} (Hbl) gegen Westen ist mit einer Druck- und Temperaturzunahme verbunden. Das magmatische Hornblendegeobarometer von HAMMARSTROM und ZEN (1986) (vgl. auch HOLLISTER et al., 1987) gibt am Ostrand der Bergeller Intrusion einen Druck von 5 kbar und im Gebiet des Passo San Jorio einen Druck von 7,5 kbar an (der Fehler wird von Hammarstrom und Zen mit ± 3 kbar, von Hollister et al. [aufgrund neuer Daten] mit ± 1 kbar angegeben). Die Druckdifferenz von 2,5 kbar entspricht einer Differenz im Krustenniveau von ca. 9 km (vgl. TROMMSDORFF und NIEVERGELT, 1983).

Die relativ hohen Drücke während der Kristallisationsphase des Bergeller Tonalits werden weiter belegt durch das Auftreten des primärmagmatischen Epidots, welcher bei $P \geq 4-5$ kbar auftritt (ZEN und HAMMARSTROM, 1984; vgl. auch NANEY, 1983). Eine obere Grenze für den Druck ($P < \approx 5$ kbar) ist durch das Auftreten von Andalusit in pelitischen Gesteinen der Kontaktaureole gegeben. Die geschätzte Temperatur am Kontakt (TROMMSDORFF und EVANS, 1972) sowie einfache Wärmefluss-Modellrechnungen ergeben für den Tonalit Intrusionstemperaturen von mindestens 750°–800°C. Ein bedeutender Teil der Kristallisationsgeschichte des Bergeller Tonalits ist an Ort und Stelle erfolgt. Die oben aufgeführten Druckabschätzungen sind demnach «in situ»-Drücke.

Die Druckabschätzungen zusammen mit dem Auftreten der Metamorphose-Fazies (Grünschieferfazies im Osten, Amphibolitfazies im Westen) indizieren, dass die «lepontinische Regionalmetamorphose» einen Schnitt durch etwa 10 km der mittleren bis unteren Erdkruste darstellt und nicht auf ein ausseror-

dentliches Temperaturereignis zurückzuführen ist.

Die geodynamische Folgerung, die sich aus der Druckdifferenz zwischen E und W ergibt, besteht darin, dass die Bergeller Intrusion während der postmagmatischen «insubrischen» Bewegungsphase (SCHMID et al., 1987) nach Osten hin um einen Winkel von mindestens 10° gekippt worden ist. Zusammen mit dem hier nicht diskutierten Gradienten der penetrativen Deformation des Tonalits (siehe REUSSER, 1987) und dem Auftreten von Riedelbrüchen, welche den Tonalitzug zerstückeln, erhärtet diese Beobachtung die Hypothese, wonach die Deformation des Tonalits (mit Ausnahme des Ostrands) durch grossräumige Scherbewegungen entlang des insubrischen Lineaments verursacht wurde (SCHMID, pers. Mitt.) und nicht durch koaxiale Plättung, wie von VOGLER und VOLL (1981) vorgeschlagen.

Literaturverzeichnis

- CORNELIUS H. P. (1915): Geologische Beobachtungen in den italienischen Teilen des Albigna-Disgrazia-Massivs. *Geol. Rundschau* VI, 3, 166–177.
- HAMMARSTROM J. M. und ZEN E.-AN (1986): Aluminium in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71, 1297–1313.
- HOLLISTER L. S., GRISSOM G. C., PETERS E. K., STOWELL H. H., SISSON V. B. (1987): Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, Vol. 72, 231–239.
- NANEY M. T. (1983): Phase Equilibria of Rock-Forming Ferromagnesian Silicates in Granitic Systems. *American Journal of Science*, Vol. 283, 993–1033.
- REUSSER E. (1987): Phasenbeziehungen im Tonalit der Bergeller Intrusion (Graubünden, Schweiz/Provinz Sondrio, Italien). Dissertation ETH Zürich, 171 p.
- SCHMID S. M., ZINGG A. und HANDY M. (1987): The kinematics of movements along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone. *Tectonophysics*, 135, 47–66.
- THOMPSON J. B. (1982): Reaction Space: An Algebraic and Geometric Approach. *MSA Reviews in Mineralogy*, Vol. 10, 33–52.
- TROMMSDORFF V. und NIEVERGELT P. (1983): The Breccia (Bergell) Iorio Intrusive and its Field Relation. *Mem. Soc. Geol. It.* 26, 55–68.
- TROMMSDORFF V. und EVANS B. W. (1972): Progressive Metamorphism of Antigorite Schist in the Bergell Tonalite Aureole (Italy). *Amer. J. Sci.*, Vol. 272, 423–437.
- VOGLER W. S. und VOLL G. (1981): Deformation and Metamorphism at the South-Margin of the Alps, East of Bellinzona, Switzerland. *Geol. Rdsch.* 70/3, 1232–1262.
- ZEN E.-AN und HAMMARSTROM J. M. (1984): Magmatic epidote and its petrologic significance. *Geology*, 12, 515–518.

C. Müller (Basel): *Albitisierung von Pillow-Basalten im Täschthal, Zermatt.*

Albitisierung ist ein weltweit verbreitetes Phänomen in metamorphen Terrains verschiedenster Art. In den Walliser Westalpen sind Albitisierungs-Phänomene bekannt aus der Monte-Rosa-Decke (P. BEARTH, 1948), der Dent-Blanche-Decke (M. MAZUREK, 1984, unpubl.), der Bernhard-Decke (J. P. SCHÄR, 1960), den Combin-Zone (C. MÜLLER, 1984, unpubl.) und vor allem aus der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee (P. BEARTH, 1967).

Im Rahmen einer Dissertation möchte ich versuchen, die Albitisierung anhand eines Modellbeispiels in den eklogitischen Pillow-Basalten des oberen Täschtales in der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee näher zu beleuchten und an der Tagung vor allem die Feldaspekte vorstellen.

Die Albitisierung in der Ophiolithzone von Zermatt-Saas Fee ist stets an spätalpine Scherzonen oder Scherklüfte der isostatischen Hebungphase gebunden. Diese sind vor allem in den eklogitogenen basaltischen Pillow-Komplexen im oberen Täschthal und an der NE-Begrenzung des Furggletschers (zwischen Trockener Steg (P. 2939) und der Hörnlihütte (P. 3260), 1:25 000, Blatt 2515 Zermatt-Gornergrat) gut ausgebildet, wo bis 2 m mächtige und 100 m lange, fast monomineralische Albit-Gänge anzutreffen sind. In diffusen, schlierigen und diskontinuierlichen Reaktionszonen um diese Albit-Gänge wird der ehemals eklogitische Mineralbestand *Granat + Omphacit* zusehends von der grünschieferfaziellen Paragenese *Albit + Epidot + Aktinolith + Chlorit* (+ *Carbonat*) ersetzt, wobei der hohe Anteil an Albit sowohl in den Klüften als auch im Nebengestein auf eine Na-Zufuhr von aussen schliessen lässt.

Gesamtgesteinsprofile vom Klufrand bis ins unveränderte Nebengestein wurden nach der graphischen Methode von GRANT (1987) berechnet, konnten jedoch keine schlüssigen Hinweise über metasomatische Prozesse liefern, womit die Frage nach der Herkunft des Kluftmaterials (*Albit + Epidot + Aktinolith +*

Chlorit + Carbonat + Biotit) immer noch offen bleibt.

D. Favre (Fribourg): *Gneiss œillés d'Emosson: une définition.*

Ce gneiss est actuellement étudié du point de vue pétrographique et géochimique. Il affleure dans le socle cristallin du massif des Aiguilles Rouges entre le granite de Vallorcine au sud et la couverture mésozoïque au nord. Il forme des plis de grande échelle d'âge antécarbonifère.

Pour le moment trois types principaux peuvent être distingués dans le gneiss:

- Grossier: des yeux de feldspath potassique centimétriques et une matrice millimétrique.

- Fin: absence des yeux de K-feldspath. Parmi ces roches apparaissent en un endroit des yeux de sillimanite. Cela donne un sous-type dit fin à sillimanite.

- Très grossier: des masses blanches composites (feldspath, quartz) centimétriques entourées de fines couches de biotite.

La composition minérale de tous ces types est classique: quartz, plagioclase, biotite, muscovite et feldspath potassique. Il faut encore noter l'existence des yeux composites (kf, pa, qz).

Si la roche est d'origine magmatique, les premières interprétations géochimiques, basées sur des diagrammes d'IRVINE et BARAGAR (1971) donnent un caractère subalcalin tholéitique au massif.

L'histoire métamorphique est complexe. Elle suit l'évolution du massif décrite notamment dans VON RAUMER (1985). Elle a donc subi le métamorphisme amphibolite durant l'orogénèse varisque et un anchimétamorphisme d'âge alpin.

IRVINE T. N. et BARAGAR W. R. A. (1971): «A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.» Can. J. Earth Sci. 8, 523-548.

VON RAUMER J. F. (1984): «The Hercynian basement in the Helvetic Realm (Western and Central Alps).» Numéro spécial de «Alpi Occidentali» G. V. dal Piaz. Mem. Soc. Geol. It. 29, 55-67.

F. Bussy (Lausanne): *Interactions physico-chimiques entre le granite du Mont-Blanc et ses enclaves.*

Introduction

Le massif cristallin du Mont-Blanc est situé dans la zone externe de l'arc alpin occidental. Il est constitué d'un socle métamorphique complexe (VON RAUMER, 1984), dans lequel a fait intrusion le granite calco-alcalin à tendance potassique du Mont-Blanc, probablement au Carbonifère moyen (des analyses isotopiques sont en cours). Ce granite fait partie de la grande famille des granitoïdes calco-alcalins tardi-hercyniens d'Europe occidentale. Il en partage de nombreuses caractéristiques, dont l'abondance d'enclaves microgrenues sombres (au sens de DIDIER, 1973).

Depuis plusieurs années, le problème de l'origine de ces enclaves est régulièrement abordé. La plupart des chercheurs les considère comme des gouttes d'un magma basique ayant coexisté à l'état liquide avec le magma granitique. C'est à cette conclusion que sont parvenus JACQUEMIN et BELLIERE (1984) pour les enclaves du Mont-Blanc. L'objet de cette note est de préciser quelques caractéristiques minéralogiques et chimiques de ces enclaves et de passer en revue l'ensemble des interactions qui ont eu lieu entre elles et le granite qui les contient.

Pétrographie

Le granite du Mont-Blanc forme l'essentiel de l'intrusion. Il consiste en divers types pétrographiques (MARRO, 1986, 1987), dont un granite à biotite largement prépondérant, à mégacristaux de feldspath alcalin pouvant atteindre 7 cm.

Quelques filons basiques tardifs, épais de 2 à 5 m, subverticaux et d'orientation N à N20, recoupent l'ensemble des faciès granitiques et se disposent parfois en échelon. Leur composition est monzodioritique (fig. 2).

Les enclaves du granite consistent en de rares xénolithes gneissiques, de rares autolithes formés de fragments du granite lui-même et de nombreuses enclaves microgrenues de composition intermédiaire (fig. 2). On trouvera dans JACQUEMIN et BELLIERE (1984) la description de ces roches, typiques des enclaves microgre-

nues en général. Sur la base de leur composition minéralogique, deux types d'enclaves microgrenues peuvent être distingués: les enclaves à hornblende et biotite et celles à biotite seule.

Les enclaves à hornblende et biotite ont été reconnues au Val d'Arpette, près de Champex (569 200/95 700) et à la Charpoua, près de Chamonix (562 500/86 000). Elles peuvent atteindre plusieurs dizaines de mètres de longueur, ont le plus souvent des contours lobés et sont concentrées en grands essaims de plusieurs centaines de mètres. Elles sont constituées de labrador en lattes subidiomorphes (env. 50% du volume), de hornblende vert pâle (25%) en agrégats polycristallins (de 2-5 mm) pseudomorphosant d'anciens cristaux d'amphiboles (?), de biotite brune en petites paillettes (5-10%), de quartz interstitiel (10%) et parfois de feldspath alcalin (5-10%), interstitiel lui aussi.

Les enclaves à biotite seule se rencontrent un peu partout dans le massif, en essaims nettement plus petits et dispersés que ceux des enclaves à hornblende. Comparativement, ces roches sont généralement plus finement grenues. Minéralogiquement et texturalement, elles sont aussi différentes, par leur teneur élevée en petites paillettes verdâtres de biotite recristallisée (jusqu'à 20-30% du volume), développées en partie au détriment des plagioclases. Il en résulte un effacement partiel de la texture ignée originelle. Quelques enclaves ont une texture microgrenue équigranulaire rappelant celle de roches plus acides.

Les deux types d'enclaves contiennent fréquemment de grands cristaux, dont la nature, les dimensions et la composition sont en tous points semblables aux minéraux du granite encaissant. Ces cristaux sont interprétés (JACQUEMIN et BELLIERE, 1984) comme des xénocristaux issus du granite. Leurs formes de résorption et leurs couronnes minérales de réaction vont dans ce sens. Ces observations constituent l'un des nombreux critères invoqués pour l'origine magmatique des enclaves, qui auraient incorporé mécaniquement des phénocristaux du magma granitique lors de leur brève coexistence liquide. Les autres critères, notamment texturaux et structuraux, sont développés dans JACQUEMIN et BELLIERE (1984).

Deux magmas fondamentaux ont donc coexisté dans le massif du Mont-Blanc, l'un essentiellement granitique et l'autre de composition intermédiaire. Il est évident que des li-

guides aussi différents sont en déséquilibre thermodynamique lors de leur rencontre. Cela se traduit par un ensemble d'interactions thermiques, mécaniques et chimiques.

Les *interactions thermiques* sont évidentes. Les enclaves cristallisent toujours rapidement au contact du magma granitique plus froid, d'où leur texture de type «roche basique hypabyssale», leur granulométrie invariablement fine et la présence d'apatite aciculaire creusée (WYLLIE et al., 1962). Le granite, quant à lui, présente parfois des signes de résorption de ses phénocristaux au contact des grandes enclaves. Il aurait donc absorbé l'énergie dérivée de la cristallisation et du refroidissement du magma basique et devait déjà contenir de nombreux phénocristaux lors de l'arrivée de ce magma.

Les *interactions mécaniques* engendrent les mélanges de magmas que nous avons déjà évoqués. C'est dans les enclaves que ces phénomènes sont les plus évidents, soulignés par les xénocristaux, mais aussi par quelques «enclaves-doubles» acides, à texture aplitique. Il pourrait s'agir de fragments de roches partiellement refondus ou de gouttes de magma acide non mélangées au magma basique. L'existence de plusieurs générations d'enclaves emboîtées suggère de multiples phases de mélange entre des magmas diversement hybrides. Le granite, quant à lui, ne contient pas de cristaux isolés issus du magma basique, mais les mélanges se traduisent par des micro-enclaves de quelques centimètres, parfois très abondantes qui, dans les cas extrêmes, ne correspondent plus qu'à de petits agrégats mafiques à peine identifiables.

Les *interactions chimiques* par diffusion s'ajoutent aux variations chimiques dues aux mélanges mécaniques. Elles sont extrêmement difficiles à mettre en évidence, excepté les interactions les plus tardives entre enclaves et granite environnant. En effet, certaines enclaves ont une bordure centimétrique plus sombre et plus finement grenue que leur cœur et ceci quelle que soit leur taille. Cette dernière observation semble exclure l'explication couramment invoquée selon laquelle cette bordure serait une marge trempée, car on imagine mal la persistance de gradients de température dans des enclaves de quelques cm de diamètre. Cette zone sombre correspond minéralogiquement à une diminution de la teneur en quartz et à une augmentation de la teneur en biotite, qui se développe au détriment du plagioclase, même dans les enclaves à hornblende, où ce dernier

minéral disparaît. Réciproquement, le granite au contact peut développer une bordure pluricentimétrique leucocrate à hololeucocrate, appauvrie en biotite et légèrement enrichie en quartz. Des profils géochimiques détaillés à travers de telles zones confirment les observations minéralogiques. Dans le granite, ce sont les éléments K, Rb, Zr et Ba qui montrent les gradients de concentration les plus marqués, leurs teneurs diminuant fortement au contact de l'enclave. Le fait qu'il y ait complémentarité dans les variations de concentration entre enclave et granite nous incite à évoquer des diffusions chimiques, plutôt qu'une cristallisation en déséquilibre.

L'ensemble de ces interactions mécaniques et chimiques a modifié les caractéristiques géochimiques des magmas; surtout celles du ou des magmas basiques, au vu de leur volume relativement petit. Il sera donc particulièrement difficile de distinguer, dans des diagrammes géochimiques, la part des variations due à ces interactions de celle relative à l'évolution propre des différents magmas, et surtout de reconnaître les caractéristiques originelles de chacun de ces liquides.

Géochimie

Nous nous limiterons ici au commentaire des données sur les enclaves, bien que nous reportions également les analyses du granite,

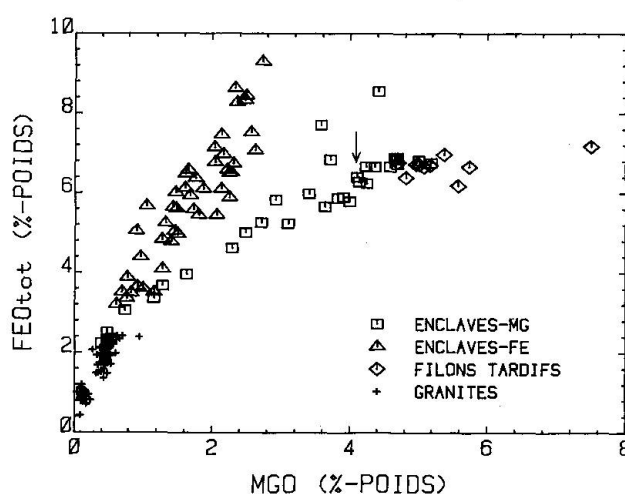


Fig. 1 Diagramme MgO / FeO_{tot} illustrant l'existence de deux groupes d'enclaves microgrenues (données non publiées + MARRO, 1986 et non publié), explications dans le texte.

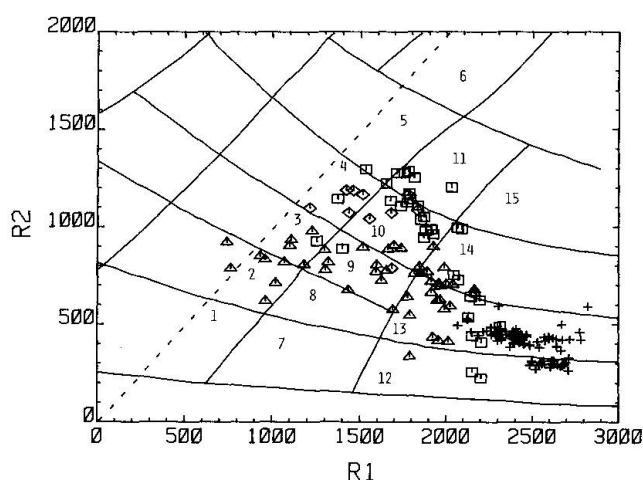


Fig. 2 Diagramme de classification géochimique de LA ROCHE et al. (1980), modifié par STRECKEISEN (1981). Les symboles et les données sont les mêmes que dans la fig. 1. 1 (7): syénite alcaline (-qz), 2 (8): syénite (-qz), 3 (9): monzonite (-qz), 4 (10): monzodiorite (-qz), 5 (11): diorite (-qz), 6: gabbro, 12: granite alcalin, 13: granites A et B, 14: granodiorite, 15: tonalite, (-qz) = quartzifère. $R1 = 4 \text{ Si} - 11(\text{Na} + \text{K}) - 2(\text{Fe} + \text{Ti})$, $R2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$ (en millications).

dont une bonne part est tirée de MARRO (1986). Le point le plus remarquable est la séparation des enclaves en deux groupes bien distincts (fig. 1 et 2), phénomène également décrit en Sardaigne (C. COCIRTA et J.B. ORSINI, 1986). Il en est de même avec la plupart des diagrammes impliquant Mg, Na, Al, Zr, Sr, Rb, Ni, Cr et Ba notamment. Sur la base de la figure 1, nous distinguerons un *groupe des enclaves magnésiennes* et un *groupe des enclaves ferrifères*, en fonction de leurs teneurs relatives en ces deux éléments. Cette distinction correspond exactement à celle que nous avons faite minéralogiquement, le groupe des enclaves magnésiennes correspondant à celui des enclaves à hornblende et biotite et le groupe des enclaves ferrifères à celui des enclaves à biotite seule. Un comportement géochimique aussi contrasté suggère l'existence de deux magmas «basiques» différents, ayant évolué chacun pour leur compte. Nous allons donc considérer séparément ces deux lignées d'enclaves.

a) Les enclaves de la Lignée Magnésienne

Le premier point remarquable est que les filons monzodioritiques tardifs ont une composition chimique presque identique à celle des enclaves les plus magnésiennes (tableau 1 et fi-

gures 1 et 2). Ceci démontre définitivement l'existence d'un magma dioritique à monzodioritique indépendant dans le massif du Mont-Blanc. Il est même possible que le magma générateur des enclaves et celui des filons soient issus du même réservoir. Dans ce cas, les grands essaims d'enclaves pourraient résulter du démantèlement de dykes synplutoniques, antérieurs à ceux visibles dans le granite. L'orientation générale des essaims semblable à celle des dykes en échelon, la forme parfois très allongée des enclaves et les signes de résorption des phénocristaux du granite au contact, vont dans le sens d'une mise en place *tardive* des enclaves dans un granite en moyenne suffisamment cristallisé (au minimum 70% de cristaux selon HIBBARD et WATTERS, 1985) pour être fracturé sous l'effet de contraintes cisailantes et localement suffisamment plastique pour permettre le démantèlement des filons introduits dans ces fractures.

Pour revenir à la tendance évolutive des enclaves magnésiennes, telle celle de la figure 1, elle peut être modélisée en deux étapes, sur la base d'une corrélation linéaire multi-éléments appliquée aux éléments majeurs des analyses

Tab. 1 Moyenne (\bar{X}) et écart type (é.t.) de n échantillons parmi les plus basiques des enclaves et filons du granite du Mont-Blanc.

| | ENCLAVES MAGNÉSIENNES | | ENCLAVES FERRIFÈRES | | FILONS TARDIFS | |
|--------------------------------|--------------------------|------|------------------------|------|-------------------|------|
| | \bar{X} (n=6) | é.t. | \bar{X} (n=6) | é.t. | \bar{X} (n=5) | é.t. |
| (%-poids) | | | | | | |
| SiO ₂ | 56.03 | 0.47 | 56.18 | 1.19 | 55.22 | 0.47 |
| TiO ₂ | 1.04 | 0.02 | 1.17 | 0.15 | 0.99 | 0.03 |
| Al ₂ O ₃ | 16.39 | 0.14 | 17.11 | 0.58 | 16.27 | 0.20 |
| FeOtot | 6.79 | 0.09 | 8.04 | 0.55 | 6.88 | 0.49 |
| MnO | 0.12 | 0.01 | 0.19 | 0.03 | 0.17 | 0.02 |
| MgO | 4.71 | 0.25 | 2.30 | 0.17 | 5.09 | 0.18 |
| CaO | 6.62 | 0.14 | 4.24 | 0.42 | 5.31 | 0.35 |
| Na ₂ O | 3.49 | 0.23 | 4.64 | 0.34 | 3.82 | 0.67 |
| K ₂ O | 2.45 | 0.14 | 3.23 | 0.16 | 2.68 | 0.28 |
| P ₂ O ₅ | 0.22 | 0.01 | 0.53 | 0.04 | 0.29 | 0.01 |
| P.F. | 1.29 | 0.27 | 1.11 | 0.26 | 2.22 | 0.73 |
| (ppm) | | | | | | |
| Zr | 188. | 3. | 384. | 98. | 151. | 3. |
| Sr | 311. | 10. | 141. | 9. | 360. | 36. |
| Rb | 120. | 56. | 455. | 28. | 155. | 23. |
| Ni | 18. | 3. | 20. | 3. | 54. | 6. |
| Cr | 97. | 8. | 124. | 14. | 139. | 4. |
| Ba | 514. | 28. | 273. | 24. | 587. | 100. |

de roche totale et de données obtenues à la microsonde sur les différents minéraux (programme MIX2, Laboratoire de Géochimie de l'Université de Liège, DUCHESNE, non publié, basé sur WRIGHT et DOHERTY, 1970). La première partie de la tendance (à droite de la flèche, fig. 1) pourrait correspondre à une évolution par cristallisation fractionnée, sans qu'on puisse exclure d'autres processus, telle une contamination, mais alors par un liquide de composition granitique inconnue à l'affleurement. La deuxième partie de la tendance ne peut pas être modélisée de la même manière. Par contre, un mélange entre un magma basique situé à la rupture de pente de la tendance évolutive de la figure 1 (marquée par une flèche) et une composante granitique permettrait d'expliquer l'évolution observée. Ceci est d'ailleurs étayé par la disposition linéaire des points d'analyse dans différents diagrammes binaires. On déduit de ces modèles que la tendance déterminée par l'ensemble des enclaves magnésiennes ne reflète pas les différentes étapes de différenciation d'un magma granitique à partir d'un magma dioritique primitif, mais bien les interactions entre deux magmas distincts, dont l'origine est peut-être elle aussi distincte.

b) Les enclaves de la Lignée Ferrifère.

Ces enclaves déterminent aussi une tendance évolutive nette, bien que relativement dispersée (fig. 1). Contrairement à celle de la lignée magnésienne, cette tendance ne peut pas être modélisée simplement, soit par cristallisation fractionnée à partir d'un de ses termes les plus ferrifères et mafiques, soit par un mélange entre un tel échantillon et une composante granitique. Dans ce dernier modèle cependant, la solution proposée par l'analyse des moindres carrés est satisfaisante pour certains groupes d'échantillons. Ceci, additionné au fait que les enclaves sont riches en xénocristaux, nous incite à penser qu'un ou des épisodes de mélange ont contribué à la tendance évolutive observée.

Cette hypothèse implique l'existence initiale d'un magma riche en fer, dont la composition pourrait correspondre à l'un des échantillons les plus mafiques ou plutôt à des termes encore moins contaminés, invisibles à l'affleurement. Le gros problème est que les caractéristiques géochimiques de tels échantillons (tableau 1)

ne correspondent à aucun type classique de magma.

Il est probable qu'un ou plus vraisemblablement plusieurs processus autres qu'une simple hybridation aient modifié les caractéristiques géochimiques originelles d'un magma peut-être assez différent au départ. Il pourrait s'agir de contaminations sélectives de cet hypothétique magma ferrifère avant et pendant sa mise au contact avec le magma granitique, puis après la solidification des enclaves, cette fois par un processus semblable à celui mis en évidence au contact entre enclave et granite.

Une alternative à cette hypothèse est la formation des enclaves ferrifères par contamination sélective tardive d'enclaves de la lignée magnésienne, ce qui expliquerait bien la persistance d'indices de mélange dans la tendance ferrifère, ainsi que l'enrichissement relatif en certains éléments tels Fe, Rb et Zr. Mais ce processus produirait aussi un enrichissement en Ba, à l'inverse de ce qui est observé (tableau 1). De plus, on peut se demander si un tel mécanisme, qui implique une grande mobilité du fer encore à prouver et qui est de nature quelque peu aléatoire, peut engendrer des tendances aussi nettes que celle des figures 1 et 2.

Conclusion

La mise en évidence de deux groupes d'enclaves géochimiquement, minéralogiquement et texturalement différentes, pose le problème de la présence de deux magmas distincts de composition intermédiaire, en plus du magma granitique. Le premier de ces magmas, dit magnésien, est dioritique et à caractère calco-alcalin; il voit son existence confirmée par des dykes tardifs de composition identique. Le second, dit ferrifère, est plus hypothétique et n'a les caractéristiques géochimiques d'aucun type de magma classique. S'il a réellement existé en tant que liquide indépendant, il a probablement subi des interactions diverses et répétées avec d'autres magmas ou roches encaissantes, notamment à caractère acide. L'origine ultime de ces magmas sera discutée ultérieurement (BUSSY, thèse en prép.).

Remerciements

Je remercie vivement Ch. Marro de m'avoir transmis plusieurs analyses d'enclaves non pu-

bliées. Je suis reconnaissant à J.C. Duchesne et à E. Wilmart, de Liège, de m'avoir initié à leur programme de modélisation MIX2. Je remercie également S. Ayrton et J.L. Epard pour leurs suggestions et critiques du manuscrit.

Références

- COCIRTA, C. et ORSINI, J.B. (1986): Signification de la diversité de composition des enclaves «micro-grenues» sombres en contexte plutonique. L'exemple des plutons calco-alcalins de Bono et Bodduso (Sardaigne septentrionale). C. R. Acad. Sci. Paris, t 302, s. II/6, 331-333.
- DIDIER, J. (1973): Granites and their enclaves, Elsevier pub., 393 p.
- HIBBARD, M.J. et WATTERS, R.J. (1985): Fracturing and dyking in incompletely crystallized granitic plutons. *Lithos* 18, 1-12.
- JACQUEMIN, CH. et BELLIERE, J. (1984): Origine magmatique des enclaves du granite du Mont-Blanc. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 64/3, 373-388.
- LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. et MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analysis. Its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.* 29, 183-210.
- MARRO, CH. (1986): Les granitoïdes du Mont-Blanc en Suisse, Thèse, Univ. Fribourg.
- MARRO, CH. (1987): *Bull. soc. frib. Sci. nat.*, in press.
- STRECKEISEN, A. (1981): Provisional remarks on chemical classifications. *IUGS Subc. Igneous Rocks*, circ. 34, contr. 90.
- VON RAUMER, J.F. (1984): The external massifs, relics of variscan basement in the Alps. *Geol. Rundsch.* 73, 1-31.
- WRIGHT, T.L. et DOHERTY, P.C. (1970): A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Bull. geol. Soc. Amer.* 81, 1995-2008.
- WYLLIE, P.-J., COX, K.G. et BIGGAR, G.M. (1982): The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J. Petrol.* 3/2, 238-243.

V. Dietrich (Zürich), **I. Mercolli** und **R. Oberhänsli** (Bern): *Die magmatische Evolution der Insel Aegina (Griechenland).*

Die Insel Aegina markiert das nordwestliche Ende des südägäischen Inselbogens. Dieser Inselbogen wird als das Produkt der im mittleren Miozän einsetzenden, immer noch andauernden Subduktion der afrikanischen Platte angesehen. Die vulkanische Aktivität auf Aegina begann im oberen Pliozän mit kleinen phreatischen Eruptionen, welche Dazituffe und Bimse produzierten. Die Basis des heutigen Vulkangebildes wird von andesitischen Dazitergüssen und Staukuppen aufgebaut. Eine erste vulkanische Periode endete mit dazitischen pyroklastischen Lagen und dem Kollaps einer Caldera.

In allen diesen Laven und Pyroklastika treten häufig Einschlüsse basaltisch-andesitischer Zusammensetzung mit abgeschreckten nadelförmigen Texturen auf. Diese Phänomene können dadurch entstanden sein, dass heisse basaltisch-andesitische Schmelzen in kühlere dazitisch-rhyodazitische Schmelzen injiziert und dabei abgeschreckt wurden. Hornblenditische oder hornblendegabbroide Einschlüsse sind selten. Metamorphe oder sedimentäre Xenolithe fehlen.

Aufgrund von mineral- und gesteinschemischen Untersuchungen an basaltischen Einschlüssen wird auf eine olivinbasaltische Zusammensetzung der Ausgangsschmelze geschlossen. Fraktionierte Kristallisation von Ol, Cpx, Plag und besonders Amphibol und Magnetit aus einer solchen wasserführenden, primitiven basaltischen Schmelze mit niedrigem Ti Gehalt, führt zu rhyodazitischen Restschmelzen. Die aufsteigenden dazitischen Magmen, mit ihren stark variierenden Zusammensetzungen, werden als Produkte einer mechanischen Mischung von rhyodazitischer Schmelze mit Kumulaten betrachtet.

Die zweite vulkanische Periode begann nach einer Zeit längerer Ruhe mit einer Hebung und Ausbildung zweier Vulkanzentren. Es wurden kleinere Mengen von Pyroklastika und Lavenergüssen in der Reihenfolge: Hornblendeandesite, basaltische Andesite (high-Al Basalte) und Hypersthenandesite gefördert. Xenolithe sind selten und ausschliesslich von hornblendegabbroider Zusammensetzung. Die Entstehung dieser Gesteine kann durch komplexe Prozesse von Hybridisierung und chemi-

scher Magmenmischung zwischen neuinjizierter basaltischer Schmelze und den Kumulatlagen der älteren Magmenkammer erklärt werden.

M. Hügi (Bern): *Die Quarze der Grube Lengenbach und ihre Einschlüsse.*

In der Grube Lengenbach im Binntal, wo in triadischem Dolomitmarmor As-Sulfosalze mit Cu, Ag, Tl sowie andere seltene Mineralarten für wissenschaftliche Zwecke abgebaut werden, ist Quarz ein relativ häufiges, in allen Drusenparagenesen vorkommendes Mineral. Er tritt als mm- bis max. cm-lange Bergkristalle auf, deren Habitus zwischen normalprismatischem und Tessinerhabitus variiert. Eine ältere Generation von Quarz tritt einerseits in Drusen zusammen mit As-armen Mineralien auf; andererseits kristallisierte sie syngenetisch mit den sich bildenden Sulfosalzen. Diese erste Generation tritt meistens im Übergangshabitus auf und hat oft matte Oberflächen, die auf nicht deutbare Anätzungsformen zurückzuführen sind.

Eine spätere Generation von Bergkristall tritt als normalprismatische, gedrungene Kristalle auf, die vielfach zusammen mit sehr As-reichen Mineralien vorkommen. Diese Generation bildet auf der älteren Zepterquarze und hat nie korrodierte Oberflächen.

Die Quarze sind unterschiedlich reich an fluiden Einschlüssen, die in mindestens drei Haupttypen unterteilt werden können:

Typ Ia: CO₂-reiche, meist dreiphasige Einschlüsse in Form von negativen Kristallen.

Das CO₂ dieser Einschlüsse hat einen Volumenanteil von 70–90% und eine Dichte von max. 0.7–0.8 g/cm³. Der Salzgehalt der wässrigen Lösung ist relativ klein; Homogenisation konnte nur sehr selten erreicht werden, da die Einschlüsse wegen des hohen CO₂-Gehalts vorher platzten. Nicht identifizierte Tochterminerale treten gelegentlich in den Ia-Einschlüssen auf.

Typ Ib: wie Typ Ia, aber zusätzlich mit amorphem Arsensulfid oder mit Auripigment als Tochtermineral.

Diese Einschlüsse sind die interessantesten bezüglich der Genese der Lagerstätte, treten sie doch einerseits syngenetisch mit Sulfosalzen als primäre, an eingeschlossene Sulfosalze ge-

bundene Einschlüsse auf, andererseits als sekundäre Bildungen v. a. in Quarzen der zweiten Generation. Das amorphe Arsensulfid kommt als oranges Kügelchen von max. 50 µm Durchmesser in einem Volumenanteil von 0.2–0.5% vor. Auripigment konnte nur in den primären Einschlüssen beobachtet werden.

Typ II: CO₂-arme, salzreiche Einschlüsse mit oft vielen festen Phasen.

Typ II-Einschlüsse kommen oft zusammen mit festen, protogenetischen Einschlüssen vor. Sie enthalten eine kleine CO₂-Gasblase und einen Salzwürfel sowie andere, z. T. lösliche Festkörper, die meistens nicht identifizierbar sind. Möglicherweise handelt es sich bei diesen Einschlüssen um Entmischungserscheinungen in der hydrothermalen Lösung. Die Zuordnung der Typ II-Einschlüsse in der genetischen Abfolge ist noch unklar.

Typ III: Salz- und CO₂-arme, wässrige Einschlüsse von unregelmässiger Form.

Dieser Typ stellt die jüngste Einschlussgeneration dar; der niedrige CO₂-Gehalt erlaubt eine Bestimmung der Homogenisationstemperatur, welche zwischen 170–180°C liegt.

Th. Armbruster und R. Oberhänsli (Bern): *Was ist Osumilith?*

Osumilith ist ein hexagonales Doppelring-silikat im System K₂O–MgO–Al₂O₃–SiO₂, das nach einer japanischen Provinz benannt ist. Dieses Material tritt sowohl in sauren Vulkaniten, pyrometamorph veränderten Xenolithen basischer Vulkanite als auch in hochtemperierten granulitfaziellen Gesteinen auf.

Kristallstrukturuntersuchungen, Mikrosondenanalysen und optische Messungen wurden an acht exemplarisch ausgewählten Osumilithen aus allen oben erwähnten Lithologien durchgeführt.

Die Länge der kristallographischen a-Achse (ca. 10 Å) reflektiert die Grösse der Kationen in oktaedrischer Koordination (Mg, Fe²⁺, Al). Der Fe²⁺-reichste Osumilith besitzt die kürzeste a-Achse, weil das relativ grosse Fe²⁺ durch das kleine Al ausgeglichen wird. Ladungsneutralität wird durch den Einbau unterschiedlicher K, Na-Konzentrationen in den strukturellen Käfigen zwischen den Doppelringpaketen erzielt.

Die Doppelbrechung der optisch positiven

Osumilith nimmt mit zunehmendem Fe-Gehalt ab. Eine Probe mit oktaedrischen Al war optisch negativ und zeigte deutlich höhere Brechungsindizes.

Eine ausführliche Darstellung der Ergebnisse erfolgt unter dem Titel «Crystal chemistry of double ring silicates: structural, chemical, an optical variation in osumilites» im Mai-Juni Heft 1988 des «American Mineralogist».

B. Hofmann (Bern): *Reduktionshöfe im Perm der Nordschweiz – diffusionskontrollierte Redoxsysteme.*

Reduktionshöfe sind eine verbreitete Erscheinung in kontinentalen red-beds. Es handelt sich um kugelige bis leicht abgeplattete, weisse bis grünliche Körper von <1 mm bis >100 mm Durchmesser, die sich vom roten Nebengestein durch das Fehlen von Hämatitpigment unterscheiden. Häufig enthalten Reduktionshöfe dunkle Kerne mit Anreicherungen seltener Elemente in reduzierter Form. Reduktionshöfe aus dem Oberrotliegenden und aus alterierten Kristallingesteinen von sechs Bohrungen in der Nordschweiz wurden detailliert untersucht. Erzmineralogie und Geochemie zeigen, dass in den dunklen Kernen der Reduktionshöfe eine Reihe von Elementen (vorwiegend Übergangsmetalle) angereichert sind (C, P, S, K, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Y, Mo, Pd, Ag, Sb, Te, REE, Au, Hg, Tl, Pb, Bi, U). Die meisten der angereicherten Elemente sind in authigenen Erzmineralphasen (rund 40 Spezies) konzentriert. Die häufigsten Erzminerale sind Pechblende, Roscoelith (V-Glimmer), Ni-Arsenide und Clausthalit. Anreicherungsfaktoren Kern:Nebengestein erreichen Werte bis 5000. Trotz hoher Konzentrationen in den Kernen wird der Gesamtgesteinschemismus auch stark angereicherter Spurenelemente nicht durch die Kerne dominiert. Häufig ist ein stark anisotropes, strahlengeschädigtes organisches Material mit der Pechblende assoziiert. Das Alter der Reduktionshöfe kann aufgrund der kompaktionsbedingten Deformation und mittels K/Ar-Datierungen von Roscoelith auf die Zeit von Unterjura bis Unterkreide eingeengt werden, ist also spät-diagenetisch. Reduktionshöfe entstehen durch die reduzierende Wirkung von punktförmig im Gestein konzentriertem organischem Material

nichtdetritischen Ursprungs. Die Ausscheidung von Erzmineralien führte zum Aufbau eines Konzentrationsgradienten im Porenwasser und zu diffusem Stofftransport in Kernrichtung. Detaillierte Untersuchungen über den Gleichgewichtszustand der ^{238}U -Zerfallsreihe

in zwei Reduktionshöfen von Kaisten deuten auf eine rezente ($< 1 \text{ Ma}$) Anreicherung von Uran am Kernrand. Ein sehr junges Alter für einen Teil der Pechblenden in Kaistener Reduktionshöfen wird auch durch teils niedrige Pb-Gehalte angezeigt.

M. Wenger und Th. Armbruster (Bern):
Welche Minerale kommen als potentielle Lithiumträger in Frage?

dem das Tetraedergerüst aus PO_4^- und BeO_4 -Gruppen aufgebaut wird.

Einleitung

Lithium wird auf Grund seines geringen Atomgewichts (6.939) bei chemischen Analysen von Mineralien oft ausser acht gelassen. Die Kenntnis der von Lithium bevorzugten kristallchemischen Umgebung kann dazu beitragen, potentielle Lithiumträger unter den Mineralen zu entlarven. Im Rahmen dieser Untersuchung interessierten uns die Strukturtypen der Li-Minerale und die Koordination des Lithiums in Mineralien, die mehr als 1 Gew. % Li_2O enthalten. Ausserdem suchten wir nach Substitutionsregeln, die einen partiellen Einbau von Li ermöglichen. Die Datenbasis im Anhang umfasst 69 Minerale, wobei Typen, denen eine IMA-Anerkennung (Commission on New Minerals and Mineral Names) versagt blieb, durch Anführungszeichen gekennzeichnet sind. Für jedes Mineral sind zwei Referenzen angegeben. Die erste Referenz verweist auf eine neuere Kristallstrukturverfeinerung oder eine kristallchemische Untersuchung des Minerals oder einer entsprechenden synthetischen Substanz. Die zweite Referenz führt zu einer möglichst aktuellen mineralogischen Beschreibung des Minerals und seiner Eigenschaften. Die chemischen Formeln im Anhang wurden vereinfacht und beschränken sich auf die kristallchemisch dominierenden Elemente.

Phosphate

Bei den Lithiumphosphaten variiert die Lithium-Koordination gegenüber Sauerstoff zwischen 4 und 8. Dabei ist zunächst der hohe Anteil von Mineralen mit Li in Fünferkoordination auffällig. Diese Minerale umfassen jedoch nur drei unterschiedliche Strukturtypen: 1. Palermoit-Bertossait, 2. Amblygonit-Montebra-sit-Tavorit, 3. Tancoit. Lithophosphat besitzt eine deformierte hexagonal dichteste Sauerstoffpackung, wobei Li und P eckenverknüpfte Tetraederlücken besetzten. Unter den Phosphaten mit oktaedrisch koordiniertem Li ist mit den Mineralen Sicklerit, Ferrisicklerit, Lithiophilith und Triphylith vor allem der Olivin-Strukturtyp vertreten. Der Tiptopit kristallisiert in einem cancrinitähnlichen Gitter, bei

Silikate

Im Virgilith und β -Eucryptit besetzt Lithium Hohlkanäle in $(\text{Si},\text{Al})\text{O}_4$ -Gerüsten, die dem Hochquarztyp entsprechen. Der Vollständigkeit halber sei erwähnt, dass auch eine synthetische $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ -II-Phase existiert, die als gestopfte Keatitstruktur beschrieben wird (Li und PEACOR, 1968). α -Eucryptit ist isotyp mit Phenakit (Be_2SiO_4) bzw. Willemite (Zn_2SiO_4). Bikitait besitzt eine Tetraedergerüststruktur, wobei Hohlkanäle durch Li und H_2O besetzt werden. Im Petalith existieren ungewöhnliche kantenverknüpfte Ketten aus LiO_4^- und AlO_4 -Tetraedern. Bei den Doppelringsilikaten Baratovit bis Sugilith (Anhang) wird Lithium in extrem winkelverzernten Tetraedern angetroffen. Eine entsprechende Koordination wird auch in den Doppelkettensilikaten Emeleusit und Zektzerit sowie beim Ringsilikat Beryll beobachtet. Überraschend ist die Bevorzugung des Lithiums für oktaedrische Koordination im Cordierit, dessen Struktur grosse Ähnlichkeit mit der des Beryll oder der oben angeführten Doppelringsilikate aufweist. Elbait und Liddicoatit gehören zur Turmalingruppe. Bei allen bekannten Vertretern der Schichtsilikate (Lepidolith bis Swinefordit im Anhang) sitzt Lithium in der Oktaederschicht. Spodumen, «Lithiumhydrorhodonit» und Nambulith sind Kettensilikate, während die Holmquistite zu den Li-Amphibolen gehören.

Substitutionsregeln

Die 1:1 Substitution $\text{Na} \leftrightarrow \text{Li}$ wird vor allem für fünffach und höher koordinierte Positionen beobachtet (z.B. Amblygonittyp, Phosphate mit Olivinstruktur, Li-Amphibole und Kettensilikate). In den vom Hochquarz abgeleiteten Strukturen Virgilith und β -Eucryptit erfolgt der Lithiumeinbau durch die Substitution: $\text{Li}^{\text{Kanal}} + \text{Al}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Si}^{\text{IV}}$. Für den Beryll gilt: $\text{Li}^{\text{IV}} + \text{Na}^{\text{Kanal}} \rightarrow \text{Be}^{\text{IV}}$ und für den Cordierit: $\text{Li}^{\text{VI}} + \text{Na}^{\text{Kanal}} \rightarrow (\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})^{\text{VI}}$. Synthesen von Doppelring-Silikaten (NGUYEN et al., 1980) haben gezeigt, dass tetraedrisches Mg partiell durch tetraedrisches Li ersetzt werden kann. Der Ladungsausgleich wird durch

zusätzliches Na oder K auf Zwischengitterpositionen erklärt. In Schichtsilikaten tritt oktaedrisch koordiniertes Lithium bevorzugt in trioktaedrischen Strukturtypen auf, bei denen Li gemeinsam mit dreiwertigen Kationen (Al, Fe^{3+}) die Oktaeder besetzt.

Verdankungen

Zu grossem Dank sind wir P. Dunn (Washington D. C.), J. Mandarino (Toronto) und E. Nickel (Wembley WA) verpflichtet, die uns bei der Vervollständigung unserer Li-Mineralienliste massgeblich geholfen haben.

Literaturverzeichnis

- ALBERTI, A. (1976): The crystal structure of ferrisicklerite, $\text{Li}_{-1}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{2+})\text{PO}_4$. *Acta Crystallographica*, B32, 2761-2764.
- ARMBRUSTER, TH. (1986): Role of Na in the structure of low-cordierite: a single crystal x-ray study. *American Mineralogist*, 71, 746-757.
- ARMBRUSTER, TH. and OBERHÄNSLI, R. (1988): Crystal chemistry of double ring silicates: structures of sugilite and brannockite. *American Mineralogist*, 73, 595-600.
- BAILEY, S.W. (1975): Cation ordering and pseudosymmetry in layer silicates. *American Mineralogist*, 60, 175-187.
- BAKAKIN, V.V., RYLOV, G.M. and BELOV, N.V. (1969): Crystal structure of lithium-bearing beryl. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 188, 659-662.
- BAKAKIN, V.V., BALKO, V.P. and SOLOV'eva, L.P. (1975): Crystal structure of milarite, armenite and sogdianite. *Soviet Physics Crystallography*, 19, 460-462.
- BAKAKIN, V.V., RYLOV, G.M. and BELOV, N.V. (1970): X-ray diffraction data for identification of beryl isomorphs. *Geochemistry International*, 11, 924-933.
- BARTON, R. and DONNAY, G. (1971): Refinement of the crystal structure of elbaite. *American Mineralogist*, 56, 356-357.
- BAUR, W.H. (1959): Die Kristallstruktur des Edelamblygonits $\text{LiAlPO}_4(\text{OH}, \text{F})$. *Acta Crystallographica*, 12, 988.
- BEUS, A.A. (1960): Geochemistry of beryllium and the genetic types of beryllium deposits (in russian). *Akad. Nauk SSSR, Inst. mineral., geokhim., i kristalloghim redkikh elementov*, 1-329. *American Mineralogist*, 46, (1961), 244.
- BISSERT, G. and LIEBAU, F. (1986): The crystal structure of a triclinic bikitaite, $\text{Li}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$, with ordered Al/Si distribution. *Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte*, 253-262.
- CAMERON, M., SUENO, S., PREWITT, C.T. and PAPIKE, J.J. (1973): High-temperature crystal chemistry of acmite, diopside, hedenbergite, jadeite, spodumene and ureyite. *American Mineralogist*, 58, 594-618.
- CANNILLO, E., MAZZI, F. and ROSSI, G. (1966): The crystal structure of neptunite. *Acta Crystallographica*, 21, 200-208.
- ČERNÝ, P. and LONDON, D. (1983): Crystal chemistry and stability of petalite. *Tschermaks Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 31, 81-96.
- CHAO, C.L. (1964): Liberite ($\text{Li}_2\text{BeSiO}_4$), a new lithium-beryllium silicate mineral from the Nanling Ranges, South China (in chinese). *Ti Chih Hsueh Pao* 44/3, 334-342. *American Mineralogist*, 50, (1965), 519.
- DRYSDALE, D.J. (1985): Petalite and spodumene in the Meldon aplite, Devon. *Mineralogical Magazine*, 49, 758-759.
- DUNN, P.J., APPLEMAN, D.E. and NELEN, J.E. (1977): Liddicoatite, a new calcium end-member of the tourmaline group. *American Mineralogist*, 62, 1121-1124.
- DUNN, P.J., BRUMMER, J.J. and BELSKY, H. (1980): Sugilite, a second occurrence: Wessels mine, Kalahari manganese field, Republic of South Africa. *Canadian Mineralogist*, 18, 37-39.
- DUSMATOV, V.D., EFIMOV, A.F., KATAEVA, Z.T., KHOROSHILOVA, L.A. and YANULOV, K.P. (1968): Sogdianite, a new mineral (in russian). *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 182, 1176-1177. *American Mineralogist*, 54, (1969), 1221-1222.
- DUSMATOV, V.D., SEMENOV, E.I., KHOMAYAKOV, A.P., BYKOVA, A.V. and DZHARFAROV, N.KH. (1975): Baratovite, a new mineral (in russian). *Zapiski Vses. Mineralog. Obshch.*, 104, 580-582. *American Mineralogist*, 61, (1976), 1053.
- DUTROV, B.L., HOLDAWAY, M.J. and HINTON, R.W. (1986): Lithium in staurolite and its petrologic significance. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94, 496-506.
- EFFENBERGER, H. and ZEMANN, J. (1979): Verfeinerung der Kristallstruktur des Lithiumkarbonates, Li_2CO_3 . *Zeitschrift für Kristallographie*, 150, 133-138.
- EFFENBERGER, H. (1980): Petalite, $\text{LiAlSi}_4\text{O}_{10}$: Verfeinerung der Kristallstruktur, Diskussion der Raumgruppe und Infrarot-Messung. *Tschermaks Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 27, 129-142.
- FINGER, L.W. and RAPP, G.R. (1970): Refinement of the structure of triphylite. *Carnegie Institution Year Book*, 68, 290-293.
- FISHER, D.J. (1964): Lithian hureaulite from the Black Hills. *American Mineralogist*, 49, 398-406.
- FRENCH, B.M., JEZEK, P.A. and APPLEMAN, E. (1978): Virgilite: a new lithium aluminium silicate mineral from Macusani glass, Peru. *American Mineralogist*, 63, 461-465.
- FRONDEL, C. and MORGEN, V. (1956): Inderite and gerstleyite from Kramer Borate District, Kern County, California. *American Mineralogist*, 41, 839-843.
- GATEHOUSE, B.M. and LEVERETT, P. (1972): Lithium triniobate (V), LiNb_3O_8 . *Crystal Structure Communication*, 1, 83-86.
- GELLER, S. and DURAND, J.L. (1960): Refinement of the structure of LiMnPO_4 . *Acta Crystallographica*, 13, 325-331.
- GHOSE, S. and WAN, C. (1978): Zektzerite, $\text{NaLiZrSi}_6\text{O}_{15}$: a silicate with six-tetrahedral-re-

- peat double chains. *American Mineralogist*, 63, 304-310.
- GINZBURG, I. V. (1965): Holmquistite and its structural variety clinoholmquistite (in russian). *Trudy Mineral. Muz. Nauk. SSSR*, 16, 73-89. *American Mineralogist*, 52, (1967), 1585.
- GREINER, D. J. and BLOSS, F. D. (1987): Amblygonite-montebrazite optics: response to (OH-) orientation and rapid estimation of F from 2V. *American Mineralogist*, 72, 617-624.
- GRICE, J. D., PEACOR, D. R., ROBINSON, G. W., VAN VELTHUIZEN, J., ROBERTS, W. L., CAMPBELL, T. J. and DUNN, P. J. (1985): Tiptopite ($\text{Li,K,Na,Ca}_8\text{Be}_6(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_4$), a new mineral species from the Black Hills, South Dakota. *Canadian Mineralogist*, 23, 43-46.
- GRIFFEN, D. T., CROSEY, T. C. and PHILLIPS, W. R. (1982): The chemical formula of natural stauroilite. *American Mineralogist*, 67, 292-297.
- GUGGENHEIM, S. (1981): Cation ordering in lepidolite. *American Mineralogist*, 66, 1221-1232.
- GUGGENHEIM, S. and BAILEY, S. W. (1977): The refinement of zinnwaldite-1M in subgroup symmetry. *American Mineralogist*, 62, 1158-1167.
- HARADA, K., HONDA, M., NAGASHIMA, K. and KANISAWA, S. (1976): Masutomilite, manganese analogue of zinnwaldite, with special reference to masutomilite-lepidolite-zinnwaldite series. *Mineralogical Journal*, 8, 95-109.
- HAWTHORNE, F. C. (1983): The crystal structure of tancoite. *Tschermaks Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 31, 121-135.
- HESSE, K. F. (1985): Crystal structure of natural and synthetic α -eucryptite, LiAlSiO_4 . *Zeitschrift für Kristallographie*, 172, 147-151.
- HURLUT, C. S. (1958): Additional data on bikitaite. *American Mineralogist*, 43, 768-770.
- IRUSTETA, M. C. and WHITTAKER, E. J. W. (1975): A three-dimensional refinement of the structure of holmquistite. *Acta Crystallographica*, B31, 145-150.
- KATO, T. and MURAKAMI, N. (1985): The crystal structure of katayamalite. *Mineralogical Journal*, 12, 206-217.
- KEFFER, C., MIGHELL, A., MAUER, F., SWANSON, H. and BLOCK, S. (1967): The crystal structure of twinned low-temperature lithium phosphate. *Inorganic Chemistry*, 6, 119-125.
- KOCMAND, V., GAIT, R. I. and RUCKLIDGE, J. (1974): The crystal structure of bikitaite, $\text{Li}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot \text{H}_2\text{O}$. *American Mineralogist*, 59, 71-78.
- KOIZUMA, M. and ROY, R. (1959): Synthetic montmorillonoids with variable exchange capacity. *American Mineralogist*, 44, 788-805.
- KROGH-MOE, J. (1962): The crystal structure of lithium diborate, $\text{Li}_2\text{O} \cdot 2\text{B}_2\text{O}_3$. *Acta Crystallographica*, 15, 190-193.
- LAIRD, J. and ALBEE, A. L. (1972): Chemical composition and physical, optical and structural properties of benitoite, neptunite and joaquinite. *American Mineralogist*, 57, 85-102.
- LEAKE, B. E. (1978): Nomenclature of amphiboles. *American Mineralogist*, 63, 1023-1052.
- LI, C. T. (1968): The crystal structure of $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ -III (high-quartz solid solution). *Zeitschrift für Kristallographie*, 127, 327-348.
- LI, C. T. and PEACOR, D. R. (1968): The crystal structure of $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ -II. *Zeitschrift für Kristallographie*, 126, 46-65.
- LINDBERG, M. L. and PECORA, W. T. (1955): Tavorite and barbosolite, two new phosphate minerals from Minas Gerais, Brazil. *American Mineralogist*, 40, 952-966.
- LONDON, D., ZOLENSKY, M. E. and ROEDDER, E. (1987): Diomignite: natural $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ from the Tanco pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. *Canadian Mineralogist*, 25, 173-180.
- MATIAS, V. V. and BONDAREVA, A. M. (1957): Lithiophosphate - a new mineral (in russian). *Doklady Akademii Nauk SSSR*, 112, 124-126. / *American Mineralogist*, 42, (1957), 585.
- MATSUBARA, S., KATO, A. and TIBA, T. (1985): Natronambulite, $(\text{Na,Li})(\text{Mn,Ca})_4\text{Si}_5\text{O}_{14}\text{OH}$, a new mineral from the Tanohata mine, Iwate prefecture, Japan. *Mineralogical Journal*, 12, 332-340.
- MENCHETII, S. and SABELLI, C. (1979): The crystal structure of baratovite. *American Mineralogist*, 64, 383-389.
- MIZOTA, T., KATO, T. and HARADA, K. (1986): The crystal structure of masutomilite, Mn analogue of zinnwaldite. *Mineralogical Journal*, 13, 13-21.
- MOORE, P. B. and ARAKI, T. (1973): Hureaulite, $\text{Mn}_3^{2+}(\text{H}_2\text{O})_4[\text{PO}_3\text{OH}]_2(\text{PO}_4)_2$: its atomic arrangement. *American Mineralogist*, 58, 302-307.
- MOORE, P. B. and ARAKI, T. (1975): Palermoite, $\text{SrLi}_2[\text{Al}_4(\text{OH})_4(\text{PO}_4)_4]$: its atomic arrangement and relationship to carminite $\text{Pb}_2[\text{Fe}_4(\text{OH})_4(\text{AsO}_4)_4]$. *American Mineralogist*, 60, 460-465.
- MONIER, G. and ROBERT, J. L. (1986): Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system $\text{K}_2\text{O-Li}_2\text{O-MgO-FeO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-HF}$ at 600°C, 2 kbar pH_2O : comparison with natural lithium micas. *Mineralogical Magazine*, 50, 641-651.
- MUNOZ, J. L. (1968): Physical properties of synthetic lepidolites. *American Mineralogist*, 53, 1490-1512.
- MURAKAMI, T., TAKEUCHI, Y. and TAGAI, T. (1977): Lithium-hydrorhodonite. *Acta Crystallographica*, B33, 919-921.
- MURAKAMI, N., KATO, T. and HIROWATARI, F. (1983): Katayamalite, a new Ca-Li-Ti silicate mineral from Iwagi Islet, Southwest Japan. *Mineralogical Journal*, 11, 261-268.
- NARITA, H., KOTO, K., MORIMOTO, N. and YOSHI, M. (1975): The crystal structure of nambulite $(\text{Li,Na})\text{Mn}_4\text{Si}_5\text{O}_{14}(\text{OH})$. *Acta Crystallographica*, B31, 2422-2426.
- NGUYEN, N., CHOISNET, J. and RAVEAU, B. (1980): Silicates synthétiques à structure milarite. *Journal of Solid State chemistry*, 34, 1-9.
- PEACOR, D. R., ROUSE, R. C. and AHN, J. H. (1987): Crystal structure of tiptopite, a framework beryllophosphate isotypic with basic cancrinite. *American Mineralogist*, 72, 816-820.
- PILLARS, W. and PEACOR, D. R. (1973): The crystal structure of β -eucryptite as a function of temperature. *American Mineralogist*, 58, 681-690.
- RADOSLOVICH, E. W. (1963): The cell dimensions and symmetry of layer-lattice silicates IV. Interatomic forces. *American Mineralogist*, 48, 76-97.
- RAMIK, R. A., STURMAN, B. D., DUNN, P. J. and POVERENNYKH, A. S. (1980): Tancoite, a new lithium

- sodium aluminium phosphate from the Tanco pegmatite, Bernic Lake, Manitoba. *Canadian Mineralogist*, 18, 185-190.
- RINALDI, R. (1978): The crystal structure of griphite, a complex phosphate, not a garnetoid. *Bulletin Mineralogie*, 101, 543-547.
- ROBERTS, W.L. and RAPP, G.J. (1965): Mineralogy of the Black Hills. *Bulletin of the South Dakota School of Mines and Technology*, 18.
- ROBERTS, W.L., RAPP, G.R. and WEBER, J. (1974): *Encyclopedia of minerals*. Van Nostrand Reinhold Company.
- SEMOV, E.I., DUSMATOV, V.D., KHOMAAKOV, A.P., VORONKOV, A.A. and KAZAKOVA, M.E. (1975): Darapiosite, a new mineral of the milarite group (in russian). *Zapiski Vses. Mineralog. Obsch.*, 104, 583-585. / *American Mineralogist*, 61, (1976), 1053-1054.
- SHIMIDA, N., KUSACHI, I. and SUGAKI, A. (1985): Cookeite from antimony veins of the Caracota mine, Bolivia. *Mineralogical Journal*, 12, 218-224.
- SLADE, P.G. and RADOSLOVICH, E.W. (1985): The structure of an ephesite-2M1 in spacegroup Cc. *Neues Jahrbuch Mineralogie Monatshefte*, 337-352.
- STEWART, D.B. (1978): Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. *American Mineralogist*, 63, 970-980.
- STRUNZ, H. (1956): Bityit, ein Berylliumglimmer. *Zeitschrift für Kristallographie*, 107, 325-330.
- TIEN, P., LEAVENS, P.B. and NELEN, J.A. (1975): Swinefordite, a dioctahedral-trioctahedral Li-rich member of the smectite group from Kings Mountain, North Carolina. *American Mineralogist*, 60, 540-547.
- TORAYA, H., IWAI, S., MARUMO, F. and HIRAO, M. (1977): The crystal structure of taeniolite, $\text{KLiMg}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}\text{F}_2$. *Zeitschrift für Kristallographie*, 146, 73-83.
- UPTON, B.J., HILL, P.G., JOHNSEN, O. and PETERSON, O.V. (1978): Emeleusite: a new $\text{LiNaFe}^{\text{III}}$ silicate from South Greenland. *Mineralogical Magazine*, 42, 31-34.
- VOLOSHIN, A.V., PAKHOMOVSKII, YA.A., STEPANOV, V.I. and TYUSHEVA, F.N. (1983): Lithiotantite $\text{Li}(\text{Ta,Nb})_3\text{O}_8$ - a new mineral from granite pegmatites in Eastern Kazakhstan. *Mineral Zhurnal*, 5/21, 91-95. / *American Mineralogist*, 69, (1984), 1191.
- VON KNORRING, O. and MROSE, M.E. (1966): Bertosaitite, $(\text{Li,Na})_2(\text{Ca,Fe,Mn})\text{Al}_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH,F})_4$, a new mineral from Rwanda (Africa). *Canadian Mineralogist*, 8, 668.
- WADSLAY, A.D. (1952): The structure of lithiophorite, $(\text{Al,Li})\text{MnO}_2(\text{OH})_2$. *Acta Crystallographica*, 5, 676-680.
- WALENTA, K., LEHMANN, B. and ZWIENER, M. (1980): Colquiriit, ein neues Fluoridmineral aus der Zinnlagerstätte von Colquiri in Bolivien. *Tschermaks Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen*, 27, 275-281.
- WHITE, J.S., AREM, J.E., NELEN, J.A., LEAVENS, P.B. and THOMSEN, W. (1973): Brannockite, a new tin mineral. *Mineralogical Record*, March-April, 73-76.
- X-RAY LABORATORY, Wuhan Geological College, Geology Team 654, Hunan Geology Bureau, and Geology Laboratory, Hunan Geological Bureau (1975): A new lithium-bearing mineral in China - balipholite, $\text{BaMg}_2\text{LiAl}_3(\text{Si}_2\text{O}_6)_2(\text{OH})_8$ (in chinese). *Scientia Geologica*, 1, 100. / *American Mineralogist*, 61, (1976), 338.
- ZHENG, M. and LIU, W. (1987): Zabuyelite, a new lithium mineral. *Geological Review*, 33, 365-368.

Anhang: Li-bearing minerals (Polytypes [e.g. sheet silicates] are omitted)

| | | Li coordination | references str. min. | |
|----------------------|--|--------------------|-------------------------|----|
| <u>Phosphates</u> | | | | |
| lithiophosphate | Li_3PO_4 | 4 | 1 | 2 |
| palermoite | $\text{Li}_2\text{SrAl}_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_4$ | 5 | 3 | 4 |
| bertossaite | $\text{Li}_2\text{CaAl}_4(\text{PO}_4)_4(\text{OH}, \text{F})_4$ | 5 | 3 | 4 |
| amblygonite | $(\text{Li}, \text{Na})\text{AlPO}_4(\text{F})$ | 5 | 5 | 6 |
| montebrasite | $(\text{Li}, \text{Na})\text{AlPO}_4(\text{OH})$ | 5 | 5 | 6 |
| natromontebrasite | $(\text{Na}, \text{Li})\text{AlPO}_4(\text{OH})$ | 5 | 5 | 6 |
| natramblygonite | $(\text{Na}, \text{Li})\text{AlPO}_4(\text{F}, \text{OH})$ | 5 | 5 | 6 |
| tavorite | $\text{LiFe}^{3+}\text{PO}_4(\text{OH})$ | 5 | 5 | 7 |
| tancoite | $\text{LiNa}_2\text{HAl}(\text{PO}_4)_2(\text{OH})$ | 5 | 8 | 9 |
| ferrisicklerite | $\text{Li}_{1-x}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mn}^{2+})\text{PO}_4$ | 6 | 10 | 11 |
| sicklerite | $\text{Li}(\text{Mn}, \text{Fe})\text{PO}_4$ | 6 | 10 | 11 |
| lithiophilite | LiMnPO_4 | 6 | 12 | 11 |
| triphylite | LiFePO_4 | 6 | 13 | 11 |
| lithian-hureaulite | $\text{Li}_2\text{Mn}_5(\text{PO}_4)_4 \cdot 4(\text{H}_2\text{O})$ | 6 | 14 | 15 |
| griphite | $(\text{Mn}, \text{Na}, \text{Li}, \text{Ca}, \text{Fe}^{2+})_{24}\text{Fe}^{2+}_4\text{Al}_8(\text{PO}_4)_{24}(\text{F}, \text{OH})_8$ | 6 | 16 | 17 |
| tiptopite | $(\text{Li}, \text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_8\text{Be}_6(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_4$ | 8 | 18 | 19 |
| <u>Silicates</u> | | | | |
| bikitaite-T | $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ | 4 | 20 | 21 |
| bikitaite-M | $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ | 4 | 22 | 21 |
| α -eukryptite | LiAlSiO_4 | 4 | 23 | 24 |
| β -eukryptite | LiAlSiO_4 | 4 | 25 | 24 |
| virgilite | $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ | 4 | 26 | 27 |
| petalite | $(\text{Li}, \text{Na})\text{AlSi}_4\text{O}_{10}$ | 4 | 28 | 29 |
| hsianghualite | $\text{Li}_2\text{Ca}_3\text{Be}_3(\text{SiO}_4)_3\text{F}_2$ | | | 30 |
| liberite | $\text{Li}_2\text{BeSiO}_4$ | | | 31 |
| staurolite | $\text{H}_{2.8-4.2}(\text{R}^{2+}, \text{Li})_{4-3.3}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_{17.7}(\text{Fe}, \text{Mn})_{0.25}(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{48}$ | 4 | 32 | 33 |
| baratovite | $\text{KLi}_3\text{Ca}_7(\text{Ti}, \text{Zr})_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})_2\text{F}_2$ | 4 | 34 | 35 |
| katayamalite | $(\text{K}, \text{Na})\text{Li}_3\text{Ca}_7(\text{Ti}, \text{Mn})_2(\text{Si}_6\text{O}_{18})_2(\text{OH}, \text{F})_2$ | 4 | 36 | 37 |
| brannockite | $\text{KLi}_3\text{Sn}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ | 4 | 38 | 39 |
| sogdianite | $(\text{K}, \text{Na})_2\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{ZrSi}_{12}\text{O}_{30}$ | 4 | 40 | 41 |
| darapiosite | $\text{KNa}_2\text{LiMnZnZrSi}_{12}\text{O}_{30}$ | 4 | 40 | 42 |
| sugilite | $\text{KNa}_2\text{Li}_3(\text{Fe}^{3+}, \text{Mn}, \text{Al})_2\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ | 4 | 38 | 43 |
| emeleusite | $\text{Na}_4\text{Li}_2\text{Fe}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ | 4 | | 44 |
| zektzerite | $\text{Na}_2\text{Li}_2\text{Zr}_2\text{Si}_{12}\text{O}_{30}$ | 4 | 45 | 46 |
| beryl | $\text{Na}_x\text{Al}_2(\text{Be}, \text{Li}_x)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}$ | 4 | 47 | 48 |
| cordierite | $\text{Na}_x(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Li}_x)_2\text{Al}_4\text{Si}_5\text{O}_{18}$ | 6 | 49 | 32 |

(Cont.)

| | | Li coordination | references str. min. | |
|-------------------------------|--|--------------------|-------------------------|----|
| elbaite | $\text{Na}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH})_4$ | 6 | 50 | 51 |
| liddicoatite | $\text{Ca}(\text{Li}, \text{Al})_3\text{Al}_6(\text{BO}_3)_3\text{Si}_6\text{O}_{18}(\text{OH}, \text{F})_4$ | 6 | 50 | 51 |
| lepidolite | $\text{K}(\text{Li}, \text{Al}, \text{Fe})_3(\text{Si}_4\text{O}_{10})(\text{OH}, \text{F})_2$ | 6 | 52 | 48 |
| masutomilite | $\text{K}(\text{Li}, \text{Mn})_3((\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10})\text{F}_2$ | 6 | 53 | 54 |
| polyolithionite | $\text{K}(\text{Li}_2\text{Al})(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{F}_2$ | 6 | | 55 |
| taeniolite | $\text{K}(\text{LiMg}_2)(\text{Si}_4\text{O}_{10})\text{F}_2$ | 6 | 56 | |
| zinnwaldite | $\text{K}(\text{LiFeAl})(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{F}, \text{OH})_2$ | 6 | 57 | 58 |
| ephesite | $\text{Na}(\text{LiAl}_2)(\text{Si}_2\text{Al}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_2$ | 6 | 59 | |
| bityite | $\text{Ca}(\text{LiAl}_2)(\text{Si}_2\text{AlBeO}_{10})(\text{OH})_2$ | 6 | | 60 |
| cookeite | $\text{LiAl}_4(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ | 6 | 61 | 62 |
| "donbassite" | $(\text{Al}, \text{Li})_5(\text{Si}, \text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ | 6 | 61 | |
| manandonite | $\text{LiAl}_4(\text{AlBSi}_2\text{O}_{10})(\text{OH})_8$ | 6 | | 63 |
| hectorite | $(\text{Mg}, \text{Li})_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ | 6 | | 64 |
| swinefordite | $\text{Li}(\text{Al}, \text{Mg})_4\text{Si}_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ | 6 | | 65 |
| neptunite | $\text{KNa}_2\text{Li}(\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Mn})_2(\text{TiO})_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})$ | 6 | 66 | 67 |
| mangan-neptunite | $\text{KNa}_2\text{Li}(\text{Mn}, \text{Fe})_2(\text{TiO})_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})$ | 6 | | 68 |
| spodumene | $\text{LiAlSi}_2\text{O}_6$ | 6 | 69 | 70 |
| holmquistite | $\text{Li}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_3\text{Al}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ | 5 | 71 | 72 |
| clinoholmquistite | " | | | 72 |
| ferroholmquistite | $\text{Li}_2\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ | | | 72 |
| ferroclinoholmquistite | " | | | 72 |
| magnesioholmquistite | $\text{Li}_2\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{Si}_8\text{O}_{22})(\text{OH})_2$ | | | 72 |
| magnesioclinoholmquistite | " | | | 72 |
| "lithiumhydrorhodonite" | $(\text{Li}, \text{Mn})\text{HSi}_5\text{O}_{15}$ | 5 | 73 | |
| nambulite | $(\text{Li}, \text{Na})\text{Mn}_4\text{Si}_5\text{O}_{14}(\text{OH})$ | 8 | 74 | 75 |
| natronambulite | | | | 75 |
| balipholite | $\text{BaMg}_2\text{LiAl}_3(\text{Si}_2\text{O}_6)_2(\text{OH})_8$ | | | 76 |
| <u>Sulfosalts</u> | | | | |
| gerstleyite | $(\text{Na}, \text{Li})_4\text{As}_2\text{Sb}_8\text{S}_{17} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ | | | 77 |
| <u>Halides</u> | | | | |
| cryolithionite | $\text{Na}_3\text{Li}_3\text{Al}_2\text{F}_{12}$ | | 72 | |
| colquiriite | CaLiAlF_6 | | | 78 |
| <u>Oxides-hydroxides</u> | | | | |
| lithiotantite | $\text{Li}(\text{Ta}, \text{Nb})_3\text{O}_8$ | 6 | 79 | 80 |
| lithiophorite | $(\text{Al}, \text{Li})(\text{OH})_2 \cdot \text{MnO}_2$ | 6 | 81 | 82 |
| <u>Borates and carbonates</u> | | | | |
| diomignite | $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ | 4 | 83 | 84 |
| zabuyelite | Li_2CO_3 | 4 | 85 | 86 |

References

- 1: Keffer et al. (1967), 2: Matias and Bondareva (1957),
- 3: Moore and Araki (1975), 4: von Knorring and Mrose (1966),
- 5: Baur (1959), 6: Greiner and Bloss (1987),
- 7: Lindberg and Pecora (1955), 8: Hawthorne (1983), 9: Ramik et al. (1980),
- 10: Alberti (1976), 11: Roberts and Rapp (1965),
- 12: Geller and Durand (1960), 13: Finger and Rapp (1970),
- 14: Moore and Araki (1973), 15: Fisher (1964), 16: Rinaldi (1978),
- 17: Rinaldi (1978), 18: Peacor et al. (1987), 19: Grice et al. (1985),
- 20: Bissert and Liebau (1986), 21: Hurlbut (1958),
- 22: Kocmand et al. (1974), 23: Hesse (1985), 24: Stewart (1978),
- 25: Pillars and Peacor (1973), 26: Li (1968), 27: French et al. (1978),
- 28: Effenberger (1980), 29: Černý and London (1983), 30: Beus (1960),
- 31: Chao (1964), 32: Dutrow et al. (1986), 33: Griffen et al. (1982),
- 34: Menchetti and Sabelli (1979), 35: Dusmatov et al. (1975),
- 36: Kato and Murakami (1985), 37: Murakami et al. (1983),
- 38: Armbruster and Oberhänsli (1988), 39: White et al. (1973),
- 40: Bakakin et al. (1975), 41: Dusmatov et al. (1968),
- 42: Semenov et al. (1975), 43: Dunn et al. (1980), 44: Upton et al. (1978),
- 45: Ghose and Wan (1978), 46: Ginzburg (1965), 47: Bakakin et al. (1969),
- 48: Bakakin et al. (1970), 49: Armbruster (1986),
- 50: Barton and Donnay (1971), 51: Dunn et al. (1977),
- 52: Guggenheim (1981), 53: Mizota et al. (1986),
- 54: Harada et al. (1976), 55: Munoz (1968), 56: Toraya et al. (1977),
- 57: Guggenheim and Bailey (1977), 58: Monier and Robert (1986),
- 59: Slade and Radoslovich (1985), 60: Strunz (1956), 61: Bailey (1975),
- 62: Shimida et al. (1985), 63: Roberts et al. (1974),
- 64: Koizuma and Roy (1959), 65: Tien et al. (1975),
- 66: Canillo et al. (1966), 67: Laird and Albee (1972),
- 68: Laird and Albee (1972), 69: Cameron et al. (1973), 70: Drysdale (1985),
- 71: Irusteta and Whittaker (1975), 72: Leake (1978),
- 73: Murakami et al. (1977), 74: Narita et al. (1975),
- 75: Matsubara et al. (1985), 76: X-Ray Laboratory et al. (1975),
- 77: Frondel and Morgan (1956), 78: Walenta et al. (1980),
- 79: Gatehouse and Leverett (1972), 80: Voloshin et al. (1983),
- 81: Wadsley (1952), 82: Radoslovich (1963), 83: Krogh-Moe (1962),
- 84: London et al. (1987), 85: Effenberger and Zemmann (1979),
- 86: Zheng and Liu (1987).

U. Eggenberger (Bern): Zirkontypologische Untersuchungen nach J.P. Pupin am Beispiel der Granite der Errdecke.

Die statistischen Untersuchungen an Zirkonpopulationen haben zum Ziel, eine petrogenetische Klassifikation für granitische Gesteine aufstellen zu können.

Diese lässt sich in drei Hauptgruppen unterteilen:

- 1) Granite mit hauptsächlich Krustenherkunft ([sub]autochthone und Al-reiche Granite).
- 2) Granite mit Krusten- und Mantelherkunft, Hybridgranite (kalkalkalische und sub-alkalische Granitserie).
- 3) Granite mit hauptsächlich Mantelherkunft (alkalische und tholeiitische Granitserie).

Für die statistische Auswertung benötigt man ca. 100 indizierbare Zirkone, die durch Mineralseparation gewonnen werden. Diese Methode wurde an drei Proben der Südalpen und an sieben Proben granitischer Gesteine der Err-Decke angewandt und mit geochemischen Methoden verglichen. Die Resultate zeigen gerade in den Err-Graniten einen einheitlichen Trend, die Populationen liegen alle noch im kalkalkalischen Feld nahe an der Abgrenzung zur leicht alkalischen und sub-alkalischen Serie.

Die Methode scheint geeignet für die genetische Interpretation zu sein.

W. Hummel (Bern): Brechungsindex, Dichte und Polarisierbarkeit von SiO_2 unter extremen Bedingungen.

Die Variation des Brechungsindex mit der Dichte von SiO_2 unter hohen statischen und dynamischen Drücken oder hohen Temperaturen wurde aus Literaturdaten ermittelt und unter dem Gesichtspunkt der Polarisierbarkeitsänderung interpretiert.

Abb. 1 zeigt Brechungsindex-Dichte-Relationen für Quarz und SiO_2 -Glas gemessen unter hydrostatischem Druck bis 7 kbar bei Raumtemperatur (VEDAM und DAVIS, 1967) und für thermische Ausdehnung zwischen -200°C und $+400^\circ\text{C}$ (Quarz) (BARBARON, 1951; RADHAKRISHNAN, 1948, 1951) bzw. $+650^\circ\text{C}$ (Glas) (WAXLER und CLEEK, 1973).

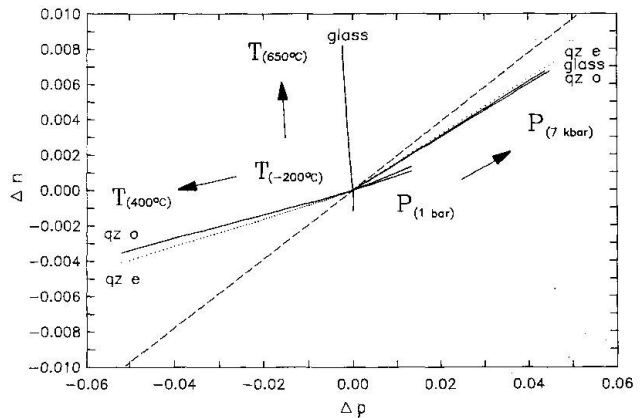


Abb. 1 Variation von Brechungsindex (Δn) und Dichte ($\Delta \rho$) für SiO_2 -Glas und Quarz unter hydrostatischem Druck oder extremen Temperaturen. Es ist nur die Differenz zwischen gemessenen Werten (n , ρ) und den Referenzwerten bei Normaldruck und Raumtemperatur dargestellt.

Die gestrichelte Linie ist der Brechungsindex-Dichte-Verlauf für SiO_2 -Polymorphe und für permanent verdichtetes Glas, gemessen bei 1 bar und Raumtemperatur. Entlang dieser Linie bleibt die Polarisierbarkeit konstant (ARNDT und HUMMEL, 1988). Im Gegensatz dazu bewirkt hydrostatischer Druck eine lineare Abnahme der Polarisierbarkeit mit zunehmender Dichte, wobei der Effekt für Quarz und Glas nahezu gleich ist. Bei steigender Temperatur nehmen die Brechungsindizes für Quarz ab, während Glas eine drastische Zunahme zeigt (Abb. 1). Dieses gegenläufige Verhalten ist ein reiner Volumeneffekt, verursacht durch die extrem geringe thermische Ausdehnung von SiO_2 -Glas. Die Zunahme der Polarisierbarkeit mit steigender Temperatur ist für Quarz und Glas gleich. Bemerkenswert ist dabei, dass der Polarisierbarkeitskoeffizient $d\alpha/dT$ dasselbe Temperaturverhalten zeigt wie die Wärmekapazität C_p .

Kristallstrukturdaten von Quarz unter hydrostatischem Druck bis 100 kbar (LEVIEN et al., 1980; D'AMOUR et al., 1979; GLINNEMANN und SCHULZ, 1984) zeigen, dass das Tetraedergerüst stark verzerrt wird und auch die $[\text{SiO}_4]$ -Tetraeder selbst deformiert werden. Vergleichbare strukturelle Effekte können auch für SiO_2 -Glas unter hydrostatischem Druck angenommen werden. Die beobachtete Abnahme der Polarisierbarkeit (α) mit zunehmendem Druck (A \rightarrow B in Abb. 2) wird daher durch eine zunehmende Verzerrung des Tetraeder-

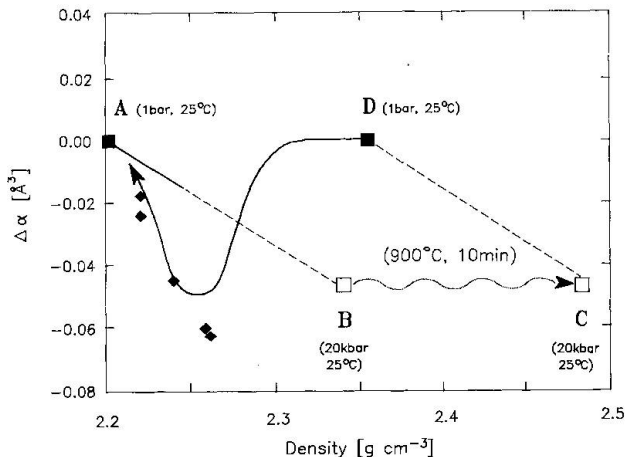


Abb. 2 Variation der Polarisierbarkeit ($\Delta\alpha$) von SiO_2 -Glas mit der Dichte (ρ) unter hydrostatischer Kompression (A \rightarrow B), während permanenter Verdichtung (B \rightarrow C), Druckentlastung (C \rightarrow D) und anschliessendem Tempern (D \rightarrow A). Die gefüllten Rauten sind Daten von diaplekischem Glas (VON ENGELHARDT et al., 1967).

Gerüsts verursacht. Erhitzung unter Druck (z. B. während 10 min auf 900°C bei 20 kbar (HÖFLER und SEIFERT, 1984) verursacht eine permanente Verdichtung des Glases durch strukturelle Veränderungen (B \rightarrow C in Abb. 2, die Wellenlinie symbolisiert nur Start- und Endpunkt des Verdichtungsprozesses, Temperatureffekte sind nicht dargestellt). Durch Druckentlastung bei Raumtemperatur erhält man permanent verdichtetes Glas bei Normaldruck (C \rightarrow D in Abb. 2).

Tempern von verdichtetem Glas erniedrigt Dichte und Lichtbrechung, bis schliesslich die Werte des unverdichteten Glases wieder erreicht werden, aber auf dem Weg dahin durchläuft die Polarisierbarkeit ein Minimum (D \rightarrow A in Abb. 2, alle Daten gemessen bei Raumtemperatur (HÖFLER und SEIFERT, 1984). Zwei konkurrierende Effekte scheinen für diesen nichtlinearen Verlauf verantwortlich:

1) Zunahme stark deformierter Bereiche durch inhomogene Expansion des Tetraeder-Gerüsts. Dies führt zu einer Abnahme der Polarisierbarkeit.

2) Relaxation dieser verzerrten Bereiche durch strukturelle Veränderungen. Dieser Prozess ist langsam, da er das Brechen von Si-O-Bindungen erfordert.

Die gefüllten Rauten in Abb. 2 sind Daten von diaplekischem Glas (VON ENGELHARDT et

al., 1967). Diaplekisches Glas entsteht aus Quarz durch Schockwellenmetamorphose während eines Meteoriteneinschlages. Die Daten in Abb. 2 legen nahe, dass diaplekisches Glas hoher Dichte nach der Druckentlastung durch erhöhte Umgebungstemperaturen teilweise getempert wurde.

Literaturverzeichnis

- VEDAM, K. and DAVIS (1967): Nonlinear variation of the refractive index of α -quartz with pressure. J. Opt. Soc. Am., 57, 1140–1145.
- VEDAM, K., SCHMIDT, E.D.D. and ROY, R. (1966): Nonlinear variation of refractive index of vitreous silica with pressure to 7 kbars. J. Am. Ceram. Soc., 49, 531–535.
- BARBARON, M. (1951): Réfraction des solides. Mesures aux basses températures. Ann. Phys., 6, 899–959.
- RADHAKRISHNAN, T. (1948): Temperature variation of the refractive index of quartz. Proc. Ind. Acad. Sci., A 27, 44–51.
- RADHAKRISHNAN, T. (1951): Further studies on the temperature variation of the refractive index of crystals. Proc. Ind. Acad. Sci., A 33, 22–34.
- WAXLER, R.M. and CLEEK, G.W. (1973): The effect of temperature and pressure on the refractive index of some oxide glasses. J. Res. Nat. Bur. Stand., 77 A, 755–763.
- ARNDT, J. and HUMMEL, W. (1988): The general refractivity formula applied to densified silicate glasses. Phys. Chem. Miner., in press.
- LEVIEN, L., PREWITT, C.H.T. and WEIDNER, D.J. (1980): Structure and elastic properties of quartz at pressure. Amer. Min., 65, 920–930.
- D'AMOUR, H., DENNER, W. and SCHULZ, H. (1979): Structure determination of α -quartz up to $68 \cdot 10^8$ Pa. Acta Cryst., B 35, 550–555.
- GLINNE-MANN J. and SCHULZ, H. (1984): High-pressure crystal structure of quartz up to 102 kbar. Acta Cryst., A 40 (Supplement), C-255.
- HÖFLER, S. and SEIFERT, F. (1984): Volume relaxation of compacted SiO_2 glass: a model for the conservation of natural diaplectic glasses. Earth Planet. Sci. Lett., 67, 433–438.
- VON ENGELHARDT, W., ARNDT, J., STÖFFLER, D., MÜLLER, W.F., JEZIORKOWSKI, H. and GUBSER, R.A. (1967): Diaplektische Gläser in den Breccien des Ries von Nördlingen als Anzeichen für Stosswellenmetamorphose. Contr. Min. Petrol., 15, 93–102.

M. Soom, H. A. Stalder und Th. Armbruster (Bern): *OH-reicher Topas aus alpinen Mineralklüften im Trias-Dolomit des Val Lugnez GR (Mesozoische Hülle des Gotthardmassivs).*

Aus alpinen Zerrklüften im Lugnez GR wird ein OH-reicher Topas beschrieben, der von Quarz und Dickit begleitet wird.

Optische Daten und Gitterkonstanten sind an einem vorgängig auf 950°C erhitzten Kristall bestimmt worden: $\alpha = 1.624$, $\gamma = 1.637$, $2V_z = 53^\circ$, $a = 4.6548(8) \text{ \AA}$, $b = 8.820(2) \text{ \AA}$, $c = 8.380(2) \text{ \AA}$, $a \parallel X$, $b \parallel Y$, $c \parallel Z$. Ohne Aufheizung zeigt der Topas eine charakteristische, optische Zonierung (sector zoning). OH-F Substitution wurde aus den Gitterkonstanten und optischen Daten abgeschätzt und ergab molare $F/(F+OH)$ -Werte zwischen 0.75 und 0.85.

Fluide Einschlüsse in syngenetischem Quarz weisen darauf hin, dass der Lugnezer Topas in einer NaCl-haltigen, besonderen CO_2 -reichen, wässrigen Lösung oberhalb 250°C auskristallisiert ist.

G. Thierrin-Michel (Fribourg): Römische Amphoren – Homogenität, Bodenlagerung?

Im Rahmen einer Dissertation (auf zwei Jahre unterstützt vom SNF) sollen römische Amphoren aus Schweizer Fundorten chemisch und petrographisch untersucht werden, um Herkunft und Fabrikationstechnik zu bestimmen.

Dazu mussten zwei grundsätzliche Probleme geklärt werden:

1. Sind Amphoren (grosse, grobkeramische Behälter) homogen?
2. Welchen Einfluss übt die Bodenlagerung auf die Scherben aus?

Um die erste Frage nach der Homogenität zu beantworten, wurden acht Proben auf einem Längsprofil an einer ganzen Amphore chemisch, mikroskopisch und röntgendiffraktometrisch untersucht und die Ergebnisse verglichen. Abgesehen von einer stärkeren Anreicherung von P im Fuss (sekundär!), abzulesen bei der chemischen Analyse, zeigen sich keine Inhomogenitäten. Unsere Analysenmethoden erweisen sich also als repräsentativ für das ganze Gefäss.

Um den Einfluss der Bodenlagerung abschätzen zu können, wurden sieben besonders dicke Amphorenscherben im Querprofil in Schichten unterteilt, wobei je nach Farbumterschieden mindestens eine Rand- und eine Kernprobe analysiert wurden. Es lag die Hypothese zugrunde, dass der Kern den ursprünglichen Zustand zeigt, während der Randbe-

reich mehr oder weniger durch die Bodenlagerung verändert worden sein könnte.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung sind folgende: Unter dem Mikroskop sind keine Unterschiede zu erkennen.

Für die chemischen Analysen ergeben sich Abweichungen vom Kern zum Rand für CaO (Kern > Rand) sowie Ba und P_2O_5 (Kern < Rand). Die mitunter beträchtlichen Schwankungen von CaO können mit einer Auslaugung erklärt werden – das nach dem Brand vorliegende freie CaO wurde während der Bodenlagerung herausgelöst, evtl. bei der Hydrationsphase zu Portlandit. Die Bariumanreicherung ist uns noch unerklärlich, während die Wanderung von P_2O_5 aus der Umgebung in den Scherben ein schon lange bekannter Prozess ist.

Da die anderen Elemente für Rand/Kern übereinstimmen und die oben geschilderten Veränderungen offensichtlich nur den äussersten Randbereich betreffen (ausser evtl. P), kann angenommen werden, dass unsere Analysen einen wenig beeinflussten Ausgangszustand wiedergeben und für unsere Zwecke verlässliche Werte liefern.

Ch. Bläuer (Bern): Verwitterung der Berner Sandsteine am Beispiel der Münsterplattform-Stützmauer in Bern.

Am Beispiel der Münsterplattform-Stützmauer werden zwei Aspekte der Verwitterung der Berner Sandsteine aufgezeigt; zum ersten der Einfluss der «natürlichen» Verwitterung, hauptsächlich durch Regen, Schnee, Besonnung, Frost und eindringende Grundfeuchte, und zum andern der anthropogene Einfluss, durch die unsachgemässe Behandlung der Sandsteine und durch Deposition von Schadstoffen aus der Luft. Zudem werden das Zusammenwirken dieser Einflüsse und die daraus resultierenden Verwitterungsformen diskutiert.

So führen Sulfate, welche am senkrechten Maueroberteil, an direkt berechneten und besonnten Stellen deponiert werden, zu Schalenbildungen, an regengeschützten Stellen abgelagerte Sulfate hingegen zur Bildung von oberflächlichen Gipskrusten.

Die von hinten eindringende Grundfeuchte bringt Salze mit sich, welche vor allem am

senkrechten, oberen Teil der Mauer oberflächlich periodisch ausblühen. Dort, wo die Mauer mit Zementmörtel überzogen ist, wurden und werden ihr zusätzlich Alkalikarbonate aus dem Zement zugeführt. Rings um diese mörtelüberzogenen Stellen sind die Sandsteine heute, durch intensives Absanden, mehrere Zentimeter zurückgewittert, und es blühen periodisch Natriumkarbonate und -sulfate aus. Grosse Salzanreicherungen wurden auch in einem Bohrkern gemessen, der im Einzugsbereich einer lecken WC-Anlage entnommen wurde.

Der schräge, untere Teil der Mauer ist überall stark mit Flechten und Moosen bewachsen. Er ist dem direkten Regen ausgesetzt, wird aber durch Bäume und Häuser vor intensiver Sonnenbestrahlung geschützt. In diesem, meist feuchten Mauerbereich wurden deshalb gegenüber frischen Berner Sandsteinen keine erhöhten Salzgehalte gemessen. Dagegen zeigen die Sandsteine hier eine tiefreichende Auflockerung, welche aus einer Porenerweiterung besteht, die am ehesten auf die Einwirkung von Frost, hygrischer Ausdehnung und von Organismen zurückzuführen ist.

**Bericht über die Exkursion der SMPG
im Brunnital
6./7. Oktober 1987**

von *R. Oberhänsli, D. Riesen, E. Gnos* und
I. Mercolli

Leiter:

Frau D. Riesen, Bern
E. Gnos, Bern
I. Mercolli, Bern
R. Oberhänsli, Bern

Teilnehmer:

Frau G. Fendrich, Basel
Frau M. Schurch, Genf
Frau G. Vogler-Pazeller, Zürich
Frau U. Walter, Rudolfstetten
G. C. Amstutz, Heidelberg
R. Chessex, Genf
A. Feenstra, Bern
W. Flück, Basel
M. Frey, Basel
K. Gähler, Zürich
P. Gräter, Seeberg
J. Hedegaard, Greifensee
L. Jemlin, Basel
J. Meyer, Bern
Tj. Peters, Bern
J. von Raumer, Fribourg
U. Schaltegger, Bern
F. Schenker, Meggen
H. A. Stalder, Bern
R. Wyss, Pfyn

6. Oktober: Bristen - Hinterbalm

Trotz denkbar ungünstigem Wetterbericht trafen sich alle Exkursionsteilnehmer/-innen in Bristen. Nicht wie vorgesehen um 16.30 Uhr bei der Post, sondern bereits um 16.00 Uhr im Restaurant Wehrebrücke. Nach einer gut genutzten Wartezeit wurden die Teilnehmer in zwei Gruppen in einem Geländefahrzeug nach Balmenschachen gebracht. Von dort begann im Abendlicht der untergehenden Sonne der Anstieg zur Hinterbalm-Hütte, wo um ca. 19.00 Uhr alle Teilnehmer wieder beisammen waren. Trotz fortgeschrittener Jahreszeit erlaubten es Föhn und Vollmondnacht, gemüt-

lich draussen vor der Hütte beisammen zu sitzen.

7. Oktober: Hinterbalm - Brunnital

Bei wallenden Nebeln, welche sich alsbald lichteten und strahlendem Sonnenschein wichen, begann die Exkursion um 08.00 Uhr.

Übersicht

Das Thema «Variskische Decken im Brunnital» sollte als provokative Note auf die Arbeiten aus dem Berner Mineralogischen Institut im östlichen Aarmassiv aufmerksam machen. Diese Arbeiten befassen sich mit der Petrographie der Gesteine des Aarmassivs sowie den oberpaläozoischen Vulkanitserien innerhalb des Massivs.

Bereits in der Arbeit von FRANKS (1968), welche trotz spektakulärer Resultate nur wenig Beachtung fand, wird auf eine wichtige vor-oberkarbone Diskordanz zwischen der älteren voralpin grünschieferfaziell metamorphen Grünhornformation und der fossilbelegten Bifertengrätliformation (Westphal/Stephan, JONGMANS, 1950) aufmerksam gemacht. Damit wurde auf eine tektonische Phase im Oberkarbon hingewiesen.

Die Arbeit von SCHENKER (1986) befasste sich mit den spätpaläozoischen subaerischen Vulkaniten (rhyolitische Ignimbrite, Tuffe) und den mit ihnen assoziierten kontinentalen Sedimenten (grobkörniger Fächer-Detritus, Lahare, feinkörnige lakustrine Sedimente), welche im Aarmassiv entlang verschiedener schmaler Zonen aufgeschlossen sind. Diese vulkanoklastischen Sedimente bilden tief ins «Massiv» hineinreichende Inhomogenitäten und trennen unterschiedliche Grundgebirgsblöcke voneinander ab. Im Gebiet der Trift drang der Zentrale Aare-Granit (ZAGR) in die Diechtermgletscher-Formation ein (SCHENKER, 1986). Die intrudierenden sauren Magmatite erstarrten in geringer Tiefe, was durch die kontaktmetamorphe Neubildung von Andalusit belegt ist. Diese Befunde zeigen, dass nach der Extrusion der Vulkanite wesentliche tektonische Prozesse abliefen. Die geochemischen Untersuchungen haben gezeigt, dass es sich um kalkalkalische Vulkanite handelt, wie sie in einem kompressionstektonischen Regime gebil-

GEOTEKTONISCHE SKIZZE DES BRUNNITALS
NACH GEOLOGISCHEN AUFNAHMEN VON

RIESEN, SCHENKER, GNOS, SIGRIST UND EUGSTER

| | |
|--|---|
| | PARAUTOCHTHONES MESOZOIKUM |
| | NOERDLICHE SCHIEFERHUELLE UND ERSTFELDERGNEIS-ZONE |
| | VAL GLIEMS-SERIE |
| | "SÜEDLICHE MISCHGESTEINSSERIE" |
| | SAURE VULKANITE, VULKANOKLASTITE |
| | BRUNNIGRANIT |
| | ZENTRALER AAREGRANIT |
| | "GRANIT DES GWASMET" |
| | SAURE INTRUSIONSSTÖCKE |
| | DÜESSI-FRUTTSTOCK-DIORIT |
| | GIUV-SYENIT |
| | SÜEDLICHER AAREGRANIT |
| | PARAGNEISSERIE |
| | SAURE GAENGES |
| | VARISZISCHE UEBERSCHIEBUNG |
| | ALPINE UEBERSCHIEBUNG |

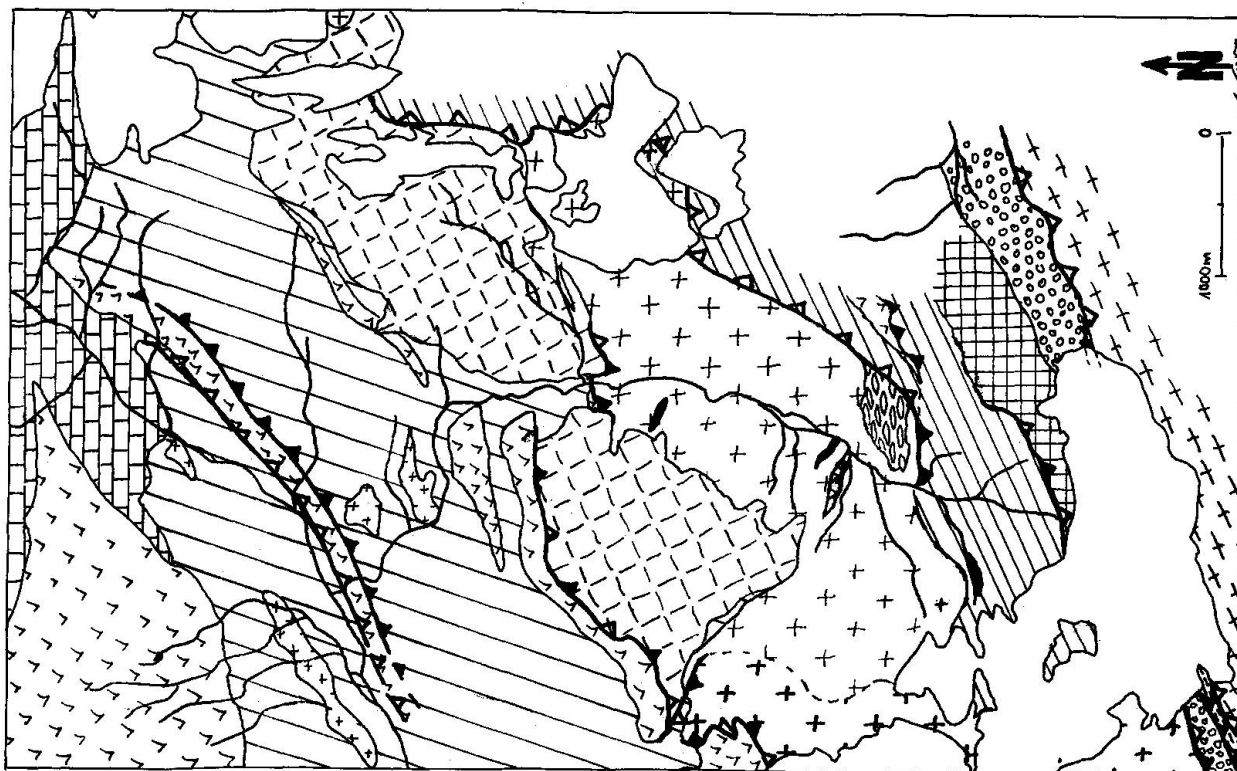


Abb. 1 Geotektonische Skizze des Brunnitals.

det werden. Nach SCHENKER (1986) wurde im späten Paläozoikum in intramontanen Becken, welche sich damals zu schliessen begannen, saure sowie auch bimodale Vulkanite gefördert.

BÖHM (1986) konnte in der bereits von EUGSTER (1951) bearbeiteten Val-Gliems-Serie eine variskische Verschiebung, eine spätvariskische sowie die alpine Metamorphose nachweisen. Auch dort lassen sich die vulkanoklastischen Serien in eine voroberkarbone Val-Gliems-Formation (BÖHM, 1986) mit repetitiven Zyklen von Peliten, konglomeratischen Schlammstromablagerungen, dazitischen Tuffen und Lapilli-Fiamme-Tuffen, welche eine steilstehende Falte im Kristallin bildet, und eine dünnmächtige permische Formation, welche derjenigen des Sandpasses ähnlich ist und diskordant den Aarmassivischen Gesteinen aufliegt, unterteilen.

Die Diplomarbeiten von RIESEN (*), GNOS (*) und VÖGELI (*) im östlichen Aarmassiv zwischen Tödi und Brunnital ergeben als wichtige vorläufige Resultate weitere Funde von vulkanoklastischen Serien sowie die Unterteilung des «granitischen» Kristallins in einzelne Körper (Abb. 1).

In Analogie zu den geringmächtigen Metakarbonat-Serien zwischen den penninischen Decken im Lepontin können, im Sinne einer Arbeitshypothese, die tief in das «Massiv» reichenden vulkanoklastischen Serien im Aarmassiv ebenfalls als Deckentrenner aufgefasst werden (Abb. 2).

Exkursionsroute

1) Stäga (704.270/181.400/1850)

In der logischen Fortsetzung der Tscharrenformation nach Osten treten hier am Weg vulkanoklastische Gesteine mit bis zu 5 cm grossen geplätteten konglomeratischen Komponenten auf. Diese werden von einer Serie kompakter ignimbritischer Tuffe (Quarzporphyre) mit verschieferten Partien (? Tuffite, Metasedimente) überlagert. Die Vulkanoklastite erreichen den Talboden des Brunnitales nicht. Sie lassen sich jedoch in den Hängen bis zu den etliche hundert Meter höher liegenden Kreten verfolgen. Weiter im Osten stehen die Vulkanite in engem Kontakt mit den Dioriten des

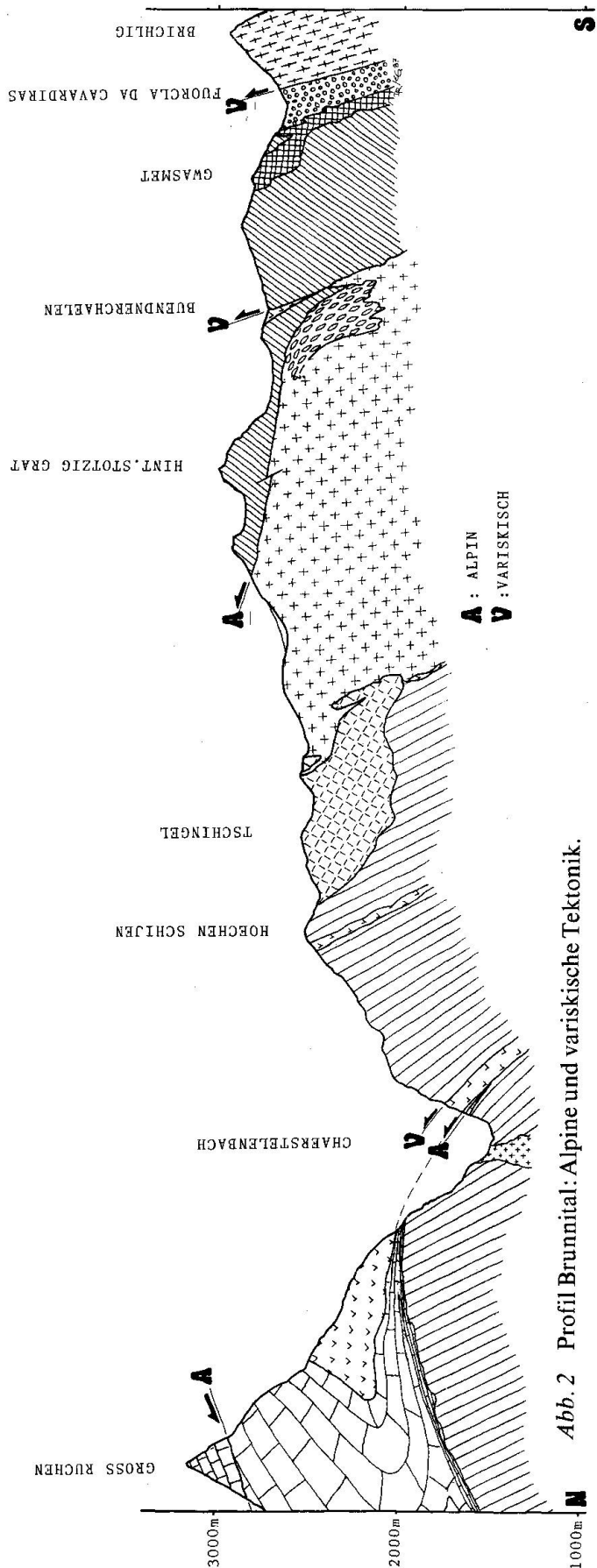


Abb. 2 Profil Brunnital: Alpine und variskische Tektonik.

*) nicht abgeschlossene Arbeiten

Düssistocks und sind möglicherweise von demselben intrudiert.

2) *Ligegg* (704.300/181.100/1880 und 704.330/180.950/1900)

Die hier in Gletscherschliffen aufgeschlossenen Gesteine des Altkristallins zeigen eine auffällige Sprossung von Feldspat, welcher postdeformativ über die Foliation gewachsen ist. In diesen gesprenkelten Gneisen findet man rotierte Schollen von gebänderten Amphiboliten, saure, granitoide Gneise und saure bis basische, stark deformierte Gänge. Die Gesteine dieses Altkristallins zeigen viele Merkmale, welche auf eine Migmatisierung hinweisen, doch lassen sich auch präigmatische, isoklinal verfaltete Partien finden.

3) *Bocki* (704.400/180.380/2050)

Im Querschnitt des Brunnitals zieht der Düssidiorit ebenfalls nirgends bis zum Talboden. Man findet am Bocki lediglich den Intrusivkontakt des Brunnigranites in den Düssidiorit. In einer grobkörnigen granitischen Matrix stecken ungezählte gerundete sowie eckige Xenolithe des Diorits. Der Brunnigranit ist hier an seinem nördlichen Kontakt vergneist und wird von uns als eine Intrusion einer frühvariskischen Phase interpretiert. Das Auftreten von Feldspat-Xenokristallen in den Dioritschollen sowie die gerundete Form der Schollen erlauben den Schluss, dass das granitische Magma in den noch nicht vollständig erstarrten Diorit eindrang.

4) *Brunnistafel* (704.160/180.180/2070)

Im nach Süden zunehmend deformierten Brunnigranitgneis tritt hier mit scharfen Begrenzungen eine ca. 1 m mächtige, senkrecht stehende Lage von Quarzporphyr auf. Oberflächenstrukturen fehlen vollständig. Diese Gesteine lassen sich nicht ohne weiteres als Vulkanoklastite interpretieren, sondern können ebenso gut einen sogenannten Quarzporphyrang darstellen. Andererseits ist nicht auszuschliessen, dass bei der starken Deformation nur die verfestigten und resistenten ignimbritischen Tuffe überlebten.

5) *Firnband* (704.100/179.300/2090)

Auf Gletscherschliffen des Brunnigranitgneises liegen aus Südwesten transportierte Blöcke des Zentralen Aaregranits (ZAGR), welche stellenweise Schwärme von dioritischen

bis granodioritischen Schollen aufweisen. Der deutliche Unterschied in der Deformation zeigt, dass die Gesteine des Brunnigranites älter sein müssen als der ZAGR. Im Brunnigranit treten stark deformierte, saure, quarzporphyrische, basisch intermediäre und lamprophyrische Gänge auf. Im Talgrund bildet die Endmoräne des Brunnigletschers (1850-Stadium) ein schönes Amphitheater.

6) *Griess* (703.900/178.970/2180)

Wiederum trifft man hier auf eine ca. 1.2 m mächtige Lage von dichtem grauem Quarzporphyr. Unter den ignimbritischen Gesteinen liegen Chloritschiefer. In diesen Schiefern stecken Schollen von Brunnigranit, welcher am Kontakt extrem stark verschiefert ist. Als dünner, weisser Belag liegt auf den grauen Quarzporphyren eine ehemalige Lapilli-Tuff-Lage. Einige stark geplättete und gelängte Lapilli sind noch erkennbar. Hier findet man eindeutige Relikte einer ehemaligen Oberfläche, welche nur durch überschiebungsartige tektonische Ereignisse derart tief in den Kristallinblock des Brunnigranites eingespiesst werden konnte.

7) *Griess* (703.800/178.750/2180)

In dem nach Süden zunehmend verschieferten Brunnigranitgneis tritt hier eine extrem deformierte Zone mit verschiedenen, zum Teil Karbonat-führenden Schiefern zusammen mit einer starken Magnetitvererzung auf. Die Gesteine dieser Zone könnten als Granit-Mylonite oder als Metasedimente einer vulkanoklastischen Serie interpretiert werden. Zurzeit steht der Zusammenhang dieser Schieferzone mit den sicheren Vulkanoklastiten und Vulkaniten noch nicht fest.

8) *Hügel 2307 im Talgrund*
(703.8/178.3/2220-2300)

Das Altkristallin des hinteren Brunnitals, die sogenannte südliche Mischgesteinsserie (Abb. 1), stellt eine komplette migmatitische Zone mit verschiedenen Gneisen granitischen sowie sedimentären Ursprungs dar. In geschonten Zonen findet man neben Ultramafiten, Amphiboliten und Kalksilikaten noch dioritische Partien und Relikte von sauren und basischen Gängen. In Blöcken findet man Stücke des Giuv-Syenits und Komponenten von Dioriten aus konglomeratischen Partien der Val-Gliems-Serie (EUGSTER, 1951) (Abb. 1).

Die im hintersten Talkessel über die Krete ragenden Wolken der Schlechtwetterfront und der kalte Südwind verkürzten die Mittagsrast. Die Teilnehmer der Exkursion wurden am zügigen Aufschluss mit welschem Weisswein weiter abgekühlt und anschliessend mit heissem Kafigüx wieder auf Arbeitstemperatur gebracht.

10) *Griess (704.230/178.810/2150)*

In Sturzblöcken aus der östlichen Talflanke erkennt man altkristalline Gneise der sogenannten Paragneissserie (Abb. 1). Es handelt sich um isoklinal verfaltete, massige Biotitgneise mit Kalksilikatlinsen. Diese Gneise bilden entlang einer möglicherweise alpin wiederverwendeten Überschiebungslinie einen Deckel über dem Brunnigranit (Abb. 2). Ihnen liegt in den oberen Bündnerchälen eine weitere, gutausgebildete Vulkanitserie mit vulkanoklastischen Sedimenten auf.

Literaturverzeichnis

- BÖHM, C. (1986): Geologie und Petrographie im Gebiet von Val Russein und Val Gliems, Graubünden; Diplomarbeit, Univ. Bern.
- EUGSTER, H. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiet der Val Russein (Aarmassiv-Ostende); Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 31, 1-131.
- FRANKS, J. (1968): A study of Upper Paleozoic sediments and volcanics in the northern part of the eastern Aar massif; Eclogae geol. Helv. 61/1, 49-140.
- FRANKS, J. (1968): The pre-Westphalien (Hercynian) metamorphism and structures of the Tödi area (Aar massif); Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 48, 667-694.
- JONGMANS, W. (1950): Mitteilungen zur Karbonflora der Schweiz, I; Eclogae geol. Helv. 43/2, 95-104.
- SCHENKER, F. (1986): Spätpaläozoischer saurer Magmatismus und Beckenbildung im Aarmassiv unter kompressiver Tektonik; Dissertation, Univ. Bern.

Leere Seite
Blank page
Page vide

Formal Definitions of Type Mineral Specimens

by Pete J. Dunn¹ and Joseph A. Mandarino²

Introduction

Type mineral specimens are reference samples for the definition of mineral species. The biological sciences have a long-established system of type specimens, but the formal designation of such samples is a relatively recent matter in mineralogy. Indeed, for a vast number of minerals, some first discovered in antiquity, and many others discovered as recently as this century, there exist no type specimens at all. In many such cases, the best available information comes from designations such as "original material" on museum catalogues, and on some old labels. Interpretations of labels, however, even if they are in the handwriting of the original describer, should always be treated with utmost caution.

EMBREY and HEY (1970) provided a thoughtful discussion of the problems associated with type specimens, and the practices of our colleagues in the biological sciences, and proposed an argument for distinguishing seven kinds of type specimens. We recommend a reading of their text for a perspective on the matter.

The effort of EMBREY and HEY (1970), intended as a discussion paper, did much to generate informal debate and discussion within the curatorial community. Some of the type designations suggested by EMBREY and HEY (holotype, cotype, and neotype) were rather widely

accepted. The commission on Museums (CM) had (*circa* 1976–78) adopted, in part, these definitions as the background basis for the CM project on the listing of type specimens. Unfortunately, in the compilation of data for this project, only a few curators used this suggested nomenclature. The lack of formal, rigorous definitions, and the absence of international adoption, or even the sanction of professional societies, made use of these terms inconsistent at best, and contradictory at worst.

According, the definitions presented here were drafted and circulated to the Commission on New Minerals and Mineral Names, International Mineralogical Association (IMA), and to the Commission on Museums, IMA, for discussion and consideration. After a review period, they were revised, and recirculated to both Commissions for formal voting. The following statements and definitions, in italics, were approved by both Commissions.

Nomenclature Designations for Type Mineral Specimens

The following kinds of type specimens are those accepted and approved by the Commission on New Minerals and Mineral Names and the Commission on Museums of the International Mineralogical Association. It is emphasized that the designation of type material of a mineral spe-

¹ Department of Mineral Sciences, Smithsonian Institution, Washington, D.C. 20560, U.S.A. U.S.A. member, Commission on New Minerals and Mineral Names, International Mineralogical Association.

² Department of Mineralogy and Geology, Royal Ontario Museum, 100 Queen's Park, Toronto, Ontario M5S 2C6 and Department of Geology, University of Toronto, Toronto M5S 1A1. Chairman, Commission on New Minerals and Mineral Names, International Mineralogical Association.

cies is the responsibility of the senior author of the original description of that species. In the case of "old" species for which no types were designated by the senior author, qualified, tentative designations may be given by the curator(s) having custody of the originally studied material. It is most important that in cases such as this, the curator acts with the utmost responsibility and caution. If there is any doubt that certain material represents the material originally described, no type designation should be conferred. Curatorial designations are not binding on the Commissions; they may be revised if controversy requires their review. In such cases, review will be by the Commission on Museums, IMA.

Definitions

Holotype: a single specimen (designated by the author) from which all the data for the original description were obtained. Where portions of such a specimen have been sent to other museums for preservation, the author will designate each of these as "part of the holotype".

Cotype: specimens (designated by the author) as those used to obtain quantitative data for the original description. Specimens examined only visually should not be considered cotypes.

Neotype: a specimen chosen by the author of a redefinition or re-examination of a species to represent the species when the holotype or cotypes cannot be found. It must be shown that every attempt has been made to locate the originally described material. Neotypes can also be designated when examination of all holotypes and cotypes has shown that the definitive unit-cell parameters and chemical composition cannot be experimentally determined. All neotypes require the approval of the Commission on New Minerals and Mineral Names of the International Mineralogical Association.

Both holotypes and cotypes are possible, and even advantageous, for a mineral species. The use of "holo" here is to indicate that all of the necessary data were obtained from the holotype specimen. If the author of a new mineral description chooses to designate additional samples as

cotypes, this is permissible. Such cotypes are designated only if they were used to obtain quantitative, but not necessary, data. Thus, a mineral species may be represented by a holotype and one or more cotypes and/or neotypes.

Discussion

We present some examples to illustrate these definitions:

Mineral A was described in such a manner that all the necessary data were obtained from one specimen; that specimen is the holotype.

Mineral B could be defined only if more than a single specimen were used to provide the necessary quantitative data. These specimens are cotypes, and there is no holotype.

Mineral C was defined by data derived from a single specimen which is, of course, the holotype. If additional data which were not necessary to define the species were obtained from other specimens, these additional specimens are cotypes. These cotypes might have provided data to indicate the variability of the chemical, optical, crystallographic or other data for the species.

Mineral D required redefinition, but none of the original type material could be found. In such cases, a neotype specimen may be designated by an investigator, but only with approval of the Commission on New Minerals and Mineral Names, IMA.

Investigators are encouraged to deposit all type specimens in non-private, institutional, professionally curated, research-oriented museums, and to clearly designate the type status of each specimen, using the definitions presented here. Responsible scientists are encouraged to deposit such material directly with the museum, and not employ non-scientists or commercial dealers as intermediaries.

References

- EMBREY, P.G. and HEY, M.H. (1970): Type specimens in mineralogy. *Mineral. Record* 1, 102-104.