

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

**Band:** 69 (1989)

**Heft:** 1

**Vereinsnachrichten:** Bericht über die 63. Hauptversammlung der Schweizerischen  
Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Lausanne

### **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:** 26.11.2025

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

# Bericht über die 63. Hauptversammlung der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Lausanne

7./8. Oktober 1988

## A. Bericht des Vorstandes für 1988 und Auszug aus dem Protokoll der geschäftlichen Sitzung

Datum: Freitag, 7. Oktober 1988, 11.20 Uhr  
Ort: Lausanne, Université BFSH2, No. 2106  
Vorsitz: Prof. H.A. Stalder (Präsident)  
Anwesend: 25-30 Personen

### Bericht des Präsidenten

siehe SMPG-Nachrichten April 1989.

### Jahresrechnung 1987

siehe SMPG-Nachrichten April 1989 mit Revisorenbericht und Budget 1989.

### Bericht des Redaktors

Mit Band 67 erschienen die Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen erstmals 2-spaltig gedruckt. Durch die damit verbundene Platzersparnis von ca. 30% erklärt sich der im Vergleich zum Vorjahr kleinere Umfang von 419 Seiten. Aufgeteilt in ein Doppelheft 1/2 und ein Heft 3 erschienen 27 Originalarbeiten, 22 Zusammenfassungen oder "Extended Abstracts" der Beiträge zur Posterausstellung in Luzern, sowie die "Procedures involving the I.M.A. Commission on New Minerals and Mineral Names". Ferner wurden detaillierte Empfehlungen über Aufbau und Form von Manuskripten für die SMPM veröffentlicht (D Heft 1/2; F und E Heft 3). Die Autoren des Heftes 1/2 widmeten ihre Arbeiten Ernst Niggli zum 70. Geburtstag.

Die folgenden, zumeist den Alpenraum betreffenden Themen wurden abgehandelt: Allg. Petrographie/Geologie 6, Metamorphose 4, Strukturgeologie 1, theoretische/experimentelle Petrologie 2, Mineralogie/Kristallchemie 8, Geochemie 3, Isotopengeochemie/-geologie 2. 16 Originalarbeiten erschienen in Englisch, 7 in Französisch und 6 in Deutsch. Der Redaktor

durfte wiederum auf die Mitarbeit verschiedener Gutachter zählen; ihnen sei für ihren bereitwilligen Einsatz bestens gedankt.

Der Redaktor: A. Stahel

## LISTE DER GUTACHTER FÜR BAND 67

J. Abrecht, Basel	M. Obata, Tokio
H. Fischer, Zürich	W.F. Oberholzer, Zürich
E. Frank, Würenlingen	F. Persoz, Neuchâtel
M. Frey, Basel	Tj. Peters, Bern
R. Frost, Laramie	W. Richter, Wien
J. Ganguin, Zürich	P. Signer, Zürich
D. Gebauer, Zürich	A. Stahel, Zürich
St. Graeser, Basel	H.A. Stalder, Bern
G. Hoinkes, Innsbruck	P. Ulmer, Washington
J. Hunziker, Bern	F. von Blanckenburg, Zürich
V. Köppel, Zürich	J. von Raumer, Fribourg
H. Kroll, Münster	M. Vuagnat, Genf
P. Metz, Tübingen	J. Zemann, Wien
Ch. Miller, Innsbruck	A. Zingg, Basel
G. Milnes, Trondheim	

### Weitere Traktanden

- EMU (European Mineralogical Union)
- EJM (European Journal of Mineralogy)
- IMA-Aktivitäten
- Wahlen

siehe SMPG-Nachrichten April 1989

## B. Wissenschaftliche Sitzung

Freitag, 7. Oktober 1988

### Vorträge und Kurzberichte Posterausstellung

**Plenarvortrag: Tj. Peters (Bern): Oman als Testgebiet für tektonische und petrologische Modelle** (s.p. 135-139 in diesem Heft)

**Ph. Thélin, R. Lengeler und M. Sartori** (Lausanne): *Les éclogites du socle Siviez-Mischabel: occurrence, paragenèse, âge présumé (Val Tourtemagne et Val Moiry, Valais).*

Dans le flanc normal de la nappe de Siviez-Mischabel (Alpes Penniques, Valais oriental, Suisse) affleurent des niveaux d'éclogites et de rétro-éclogites. On les trouve aussi bien dans l'ensemble polycyclique de l'Ergischhorn que dans celui de Barneuza (Val Tourtemagne et Val Moiry). Elles sont en général intimement associées à des amphibolites, elles-mêmes rubanées dans un encaissant gneissique (métagrauwackes). L'analyse par microsonde de leur paragenèse éclogitique (almandin riche en molécule pyrope et omphacite), à laquelle se surimposent des paragenèses ultérieures en faciès amphibolite et schistes-verts, les situe au sein des éclogites B au sens de Coleman et indique des P/T de l'ordre de 15kb/650° ou 10kb/620°. Une première investigation géochimique tendrait à montrer qu'il s'agit à l'origine de basaltes tholéitiques. Le problème essentiel posé par ces roches demeure le contexte géodynamique et l'âge de leur éclogitisation (paléozoïque inf. ou «alpin sl.»). A défaut de disposer de données radiométriques, on peut avancer les arguments suivants en faveur d'une éclogitisation «ancienne»:

1°) Présence de paragenèses polycycliques; la paragenèse éclogitique semblant, d'un point de vue textural, la plus ancienne conservée.

2°) Eclogites de type B, «intimement» associées à des gneiss polycycliques.

3°) Gabbros «voisins» d'âge permien non éclogitisés.

4°) Autochtonie (adhérence) de la couverture Barrhorn (Trias-Eocène), d'où la quasi impossibilité de concevoir une subduction océanique ou une suture majeure ayant affecté à «l'alpin» cette portion du domaine continental briançonnais.

5°) Similitude avec d'autres éclogites anté-alpines (Silvretta, Gotthard, Aiguilles Rouges, etc.)

6°) Événement HP bien documenté au Paléozoïque inf. (≈500-460 Ma) à la limite Cambrien-Ordovicien ou à l'Ordovicien moyen.

7°) Possibilité d'invoquer un modèle de subduction de la croûte océanique dans le contexte calédonien (modèle de Frisch).

**M.A. Zingg** (Zürich): *Die Siviez-Mischabel-Decke: Entstehung und Entwicklung eines Altkristallins.*

Um 978±59 Ma (Sm/Nd Gesamtgesteinsisochronenalter) werden in ein nicht pelagisches Milieu MORB und Gabbros extrudiert und intrudiert. Gleichzeitig findet durch eine Gesteins-Meerwasserinteraktion eine Primäranreicherung von Na (B) in gewissen Sedimenten statt. Um 546±21 Ma (Sm/Nd Gesamtgesteinsisochronenalter) ereignet sich die Intrusion von komatiitischen Basalten. Anschliessend durchläuft diese ozeanische Kruste, im Zusammenhang mit einer Subduktion, takonisch eine Hochdruckmetamorphose. Zwischen 484±24-18 Ma (U/Pb Zirkonalter) und 406±49-42 Ma (U/Pb Zirkonalter) intrudieren lagenweise s.l. granitische Magmen in die konsolidierte meta-basisch-meta-sedimentäre Serie. Mit diesen sauren Ereignissen verbunden ist in den Kontaktbereichen zu Meta-Basica/Meta-Sediment eine Kali-Metasomatose. Im Oberkarbon (Paläomagnetik) wird diese gesamte Abfolge amphibolitfaziell, um 25 Ma (Pb-Isotopen, Strukturen) grünschieferfaziell überprägt. Alpin findet zudem eine Remobilisation des primär angereicherten Na statt, heute als Albitreichtum erkennbar.

**M. Tuchschnid** (Zürich): *Chemismus und genetische Deutung der Ivrea-Amphibolite (N-Italien).*

Das in Nord-Italien und der südlichsten Schweiz aufgeschlossene präalpin-metamorphe Grundgebirge – über dessen absolutes Alter (herzynisch und/oder kaledonisch) in Fachkreisen einige Unstimmigkeit herrscht – besteht aus einer westlichen (Ivrea-Verbano-Zone) und einer östlichen («Serie dei Laghi») petrologisch-tektonischen Einheit. Im östlichsten Teil der «Serie dei Laghi» wird das «Basement» diskordant von unmetamorphen Sedimenten und Vulkaniten des Perm und des Karbon (ab Ob. Westphal) überlagert. Grünschieferfazielle Schiefer und Phyllite bilden den östlichsten Teil der «Serie dei Laghi»; gegen Westen gehen diese über in Para-, Ortho- und migmatitische Gneise der unteren Amphibolitfazies, die von postmetamorphen, permischen Plutoniten intrudiert werden. Der Übergang zur Ivrea-Zone ist tektonisch («Pogallo-Ductile-Fault-Zone») und von einer abrupten Änderung der Gesteinschemismen begleitet. In der östlichen Ivrea-Zone dominieren wechsellagernde, amphibolitfazielle Metabasika,

Metapelite und Metakarbonate; über die Geochemie der Metabasika in diesem Bereich soll hier berichtet werden. Die westliche Ivrea-Zone schliesslich besteht aus granulitfaziellen basischen, ultrabasischen und sauren Gesteinen, sowie unmetamorphen oder nur teilweise equilibrierten basischen und ultrabasischen Magmatiten («Basischer Hauptzug»).

Die ganze oben beschriebene lithologische Abfolge wird seit neuerer Zeit als repräsentativer Querschnitt durch die kontinentale Kruste sowie die Krusten/Mantel-Übergangszone von Nord-Italien angesehen.

Bei den in der östlichen Ivrea-Zone auftretenden Metabasika handelt es sich einerseits um konkordant in die Metasedimente eingelagerte *Amphibolite* (Amphibolite ss.; Bio-, Gra-, Cpx- und «Fleck»-Amphibolite) mit a) eingeregelter Mineralparagenesen der oberen Amphibolitfazies, b) rein thermischen Abkühlungsphänomenen der mittleren Amphibolit- bis oberen Grünschieferfazies und c) nicht penetrativen grünschieferfaziellen Mineralparagenesen. Andererseits sind aber auch *Basische Gänge*, die zwar nicht deformiert, wohl aber equilibriert sind, anzutreffen.

Die gesamtgesteinschemischen Untersuchungen dieser metabasischen Gesteine (XRF-Analytik: 60 eigene Analysen, 40 Analysen aus der Literatur) haben ergeben, dass alle Proben basaltische Chemismen aufweisen. Die Variabilität der absoluten Elementhäufigkeiten, sowie die Auswertung von sogenannten «Spider-Diagrammen» (es wurden dabei die Gehalte von Sr, K, Ba, Nb, Ce, P, Zr, Ti, Y und Cr auf eine durchschnittliche MORB- («mid-ocean-ridge basalt»)-Zusammensetzung normiert und logarithmisch dargestellt) ergeben für die metabasischen Gesteine der Ivrea-Zone folgendes Bild:

– Die Mehrzahl der Amphibolite weist typische N («normal»)-MORB-Charakteristiken in ihrem Chemismus auf, wie typische Häufigkeiten der mehr hygromagmatophilen Elemente (z.B. Sr 60-200 ppm, Rb <8-15 ppm, Ba 10-90 ppm, K<sub>2</sub>O 0.1-0.9 Gew.%), der inkompatiblen Elemente (z.B. Y 20-50 ppm, Zr 50-120 ppm, V 210-480 ppm, Nb <4 ppm, TiO<sub>2</sub> 1.0-2.0 Gew.%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.1-0.3 Gew.%) und der kompatiblen Elemente (z.B. Ni 30-170 ppm, Cr 40-480 ppm, MgO 2.3-8.4 Gew.%) auf. Basalte mit derartigen Chemismen bilden heute weite Teile der Ozeanböden im Atlantik und Pazifik.

– Einige andere Amphibolite und die basischen Gänge haben typische T («transitional»)-MORB- oder ozeanische WPB («within-plate basalt»)-Elementverteilungen (z.B. Sr 260-580

ppm, Rb 8-50 ppm, Ba 70-160 ppm, K<sub>2</sub>O 0.4-1.6 Gew.%; Y 10-30 ppm, Zr 100-200 ppm, V 220-320 ppm, Nb 8-25 ppm, TiO<sub>2</sub> 1.2-2.4 Gew.%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 0.2-0.5 Gew.%; Ni 70-120 ppm, Cr 170-500 ppm, MgO 3.3-9.2 Gew.%). Basalte mit ähnlichen Chemismen sind heute z.B. auf Hawaii anzutreffen.

– In beiden ehemaligen Basalt-Typen sind die primären Fraktionierungstrends noch erhalten und in den Spuren- und Hauptelementen konsistent.

– Zwischen Fraktionierungsgrad und regionaler Verteilung der Proben besteht keine Beziehung.

Die oben aufgeführten geochemischen Resultate werden dahingehend gedeutet, dass es sich bei der östlichen Ivrea-Zone um ein Relikt ozeanischer Ober-Kruste handelt. Unter Einbezug eigener Erkenntnisse zur Metamorphose- und Deformationsgeschichte der Ivrea-Amphibolite, sowie anderer petrologischer Arbeiten zur Genese des südalpiner Grundgebirges und geophysikalischen Modellen der norditalienischen Kruste, wird ein Modell zur Krustengeneese Nord-Italiens und den Vorgängen an der tektonischen Suture zwischen Afrika und Eurasien in (prä)herzynischer Zeit vorgestellt.

### B. Grobéty (Zürich): *Reaktionsmechanismen mit Antigorit in Ophikarbonaten.*

Die klassische, thermodynamische Betrachtungsweise von petrologischen Systemen erlaubt es, die Änderung der Phasenzusammensetzung in Abhängigkeit der chemisch-physikalischen Variablen zu beschreiben; es ist aber nicht möglich, Rückschlüsse auf den Reaktionsablauf zu ziehen. Kinetische Experimente können indirekte Hinweise auf Reaktionswege geben (Transporttyp, Einflüsse der Morphologie usw.). Eine weitere Möglichkeit, Reaktionsmechanismen zu studieren, ist die direkte Beobachtung von Reaktionsfronten. Da sich viele Details einer Reaktion im atomaren Niveau abspielen, genügt die Auflösung eines Lichtmikroskopes nicht. Durch hochauflösende Transmissionselektronenmikroskopie (HRTEM) können atomare Strukturen (Atomgruppen, Schichtlagen, Kristallbaufehler, Überstrukturen usw.) sichtbar gemacht werden.

In dieser Arbeit werden Reaktionen mit Antigorit in Ophikarbonaten des Bergeller Ostrandes untersucht (Val Ventina).

Antigorit ist der Sammelbegriff für eine poly-somatische Reihe von Phasen mit der Zusammensetzung  $Mg_{3m-3}Si_{2m}O_{5m}(OH)_{4m-6}$  ( $m = 13$ ).



Die Struktur ist aus gewellten TO-Schichten aufgebaut (KUNZE, 1960). Jedes Polysom hat eine charakteristische Wellenlänge, welche von der Anzahl (=  $m$ )  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder (II zu a) einer Welle abhängt. Welches Polysom in einem metamorphen Gestein auftritt, ist temperaturabhängig (MELLINI, TROMMSDORFF, COMPAGNONI, 1987).

Antigoritreaktionen, als Beispiel die Zerfallsreaktion zu Talk und Olivin, sind grösstenteils heterogene Dissolutions-Prezipitations-Reaktionen, mit Transport in einer fluiden Phase entlang Korngrenzen. In der letzteren Reaktion z.B. wird die gelöste Olivinkomponente über längere Distanzen transportiert und scheidet sich an bereits bestehenden Olivinen aus. Talk hingegen wächst direkt auf dem zerfallenden Antigorit. Der Antigorit erfährt in der Nähe der Reaktionsfront drastische Veränderungen: Vergrößerung der Wellenlänge (Ant-Tc), Erhöhung der Kristallbaufehlerkonzentration (Ant-Cc) und sogar Übergänge zu antigoritfremden Strukturen (Ant-Ol). Diese Reaktionsphänomene sind eher vom inhomogenen Reaktionstyp im festen Zustand. Trotz dem Fehlen von Phasengrenzen zwischen Antigorit sensu stricto und den Produktphasen wächst Talk mehr oder weniger epitaktisch auf Antigorit auf. Eine mögliche Erklärung für diese Tatsache ist die Präsenz von Talkeinheiten in der Antigoritstruktur, welche bei der Veränderung der Antigoritstruktur nicht zerstört würden und als Kristallisationskeime dienen.

Wie diese Antigoritumwandlung im Detail vor sich geht, sowie die Mechanismen anderer Reaktionen, insbesondere solche, welche sowohl Biopyribole als auch Antigorit enthalten, sind Themen weiterer Untersuchungen. Diese HRTEM-Untersuchungen haben deutlich gezeigt, dass selbst einfache Reaktionen komplexe Reaktionsabläufe zeigen. Die HRTEM-Methode erlaubt es aber, durch das Sichtbarmachen atomarer Strukturen makroskopische Gefügemerkmale besser zu verstehen.

#### Literaturverzeichnis

- MELLINI, M., TROMMSDORFF, V., COMPAGNONI, R. (1987): Antigorite polysomatism: behaviour during progressive metamorphism. *Contr. Mineral. Petrol.* 97, 147-155.

**B. Barbarin** (Lausanne): *Mélange de magmas et origine des enclaves magmatiques sombres dans quelques plutons granitiques du batholite de la Sierra Nevada (Californie).*

Les enclaves magmatiques sombres sont abondantes et de nature très variée dans les granites calco-alcalins du batholite de la Sierra Nevada. Des études pétrographiques, minéralogiques, géochimiques et isotopiques ont été entreprises sur cinq plutons localisés dans la partie centrale du batholite afin de déterminer l'origine de ces enclaves.

Ces études ont permis de proposer un modèle qui permet d'expliquer l'origine et l'évolution aussi bien des enclaves magmatiques sombres que des granites encaissants et des autres roches basiques associées. Le mélange avec homogénéisation entre un magma basique, probablement d'origine mantellique, et un magma acide d'origine crustale, produit des magmas hybrides. Ces magmas hybrides homogènes subissent des processus de différenciation et deviennent les différents faciès des plutons granitiques. Lorsque ce mélange avec homogénéisation n'est pas possible à cause de conditions rhéologiques trop contrastées ou de manque d'énergie, il est alors remplacé par des mélanges partiels: des portions de magma basique subsistent sous la forme d'enclaves magmatiques sombres. Les magmas basiques injectés tardivement dans le système alors que les magmas granitiques sont déjà différenciés, peuvent se mélanger localement avec ces derniers pour produire les magmas hybrides des filons basiques. Les roches à grain grossier, riches en minéraux sombres, résultent de l'accumulation gravitaire ou dynamique des grands cristaux de biotite et de hornblende, et des accessoires contenus dans les magmas granitiques différenciés. Les enclaves magmatiques sombres sont fréquemment entraînées par des mêmes processus de ségrégations et enrobées dans ces cumulats. De telles ségrégations des minéraux denses peuvent également affecter le magma basique et produire des enclaves anormalement riches en minéraux sombres.

Simultanément mais surtout après que les différentes entités se soient individualisées, les processus de diffusion chimique conduisent à une homogénéisation chimique qui se traduit par une similitude des compositions des phases minérales, une homogénéisation isotopique, particulièrement nette pour rubidium et le strontium, et par des évolutions chimiques semblables dans les enclaves et dans les autres roches. Seuls les filons basiques, introduits trop tardivement dans le système, sont épargnés par cette homogénéisation

chimique. Cette similitude des caractères chimiques des différentes roches associées dans les plutons pourrait aussi être interprétée comme résultat du cogénéisme des deux composants initiaux.

Le modèle proposé est un accord avec la plupart des données valables actuellement pour la zone centrale de la Sierra Nevada, et aussi avec celles provenant de nombreux autres plutons de granites calco-alcalins. Les variations qui apparaissent d'un pluton à l'autre sont principalement liées aux compositions et aux proportions des deux magmas initiaux d'une part, et à la nature et l'efficacité des différents processus d'hybridation d'autre part.

**M. Bucher, D. Kurz, Tj. Peters, F. Stössel und U. Ziegler** (Bern): *The metamorphics below the Semail-Nappe in the Northern Oman Mountains.*

Large areas of metamorphic rocks occur in the northern part of the Oman Mountains. Based on composition and metamorphic grade they can be subdivided into:

1) A greenschist facies metamorphic unit composed of metacherts (90%) and metacarbonates (5%). The critical mineral parageneses are: actinolite-chlorite-muscovite-albite-quartz and biotite-chlorite-muscovite-albite-quartz. The predominance of metacherts over fine grained laminated metacarbonates indicates a distal position of the sedimentary environment.

2) A metavolcanic unit comprising metapill-lavas and metahyaloclastites both of predominantly alkaline composition and metacarbonates. This unit is comparable to the Haybi volcanics of SEARLE (1980). Critical parageneses are: epidote-actinolite-chlorite-albite-quartz-sphene and chlorite-biotite-stilpnomelane-albite-quartz.

3) Amphibolites that are restricted in size (50-200 m thick) and in a position immediately below the semail thrust sheet. Their metamorphic assemblages consist of diopsidic clinopyroxene-almandine-rich garnet-hornblende-plagioclase near the contacts and hornblende-plagioclase.

4) A high grade metamorphic unit (polymetamorphics of ALLEMANN and PETERS, 1972) composed of metaquartzites (80%), metabasites (5-10%) and calcsilicate rocks (10-15%). The critical parageneses in the calcsilicate rocks are: forsterite-clinohumite-calcite-spinel, diopside-forsterite-calcite and wollastonite-diopside-grossularite-rich garnet-calcite. For the metabasites the important paragenesis is diopsidic clinopyroxene-hornblende-plagioclase-illmenite. Cordierite-sillimanite and cordierite-biotite-quartz-pla-

gioclase parageneses occur in some scarce metapelites. These amphibolite facies rocks were intruded by some garnet-bearing aplites and biotite granite dikes and subsequently underwent a retrograde (second?) greenschist facies metamorphic event. The depositional environment of this high grade metamorphic unit was similar to that of the greenschist facies metamorphic unit. Special tectonic conditions must have prevailed to metamorphose this 1-2 km thick unit.

#### References

- ALLEMANN, F. and PETERS, Tj. (1972): The ophiolite-radiolarite belt of the Northern Oman Mountains. *Eclogae Geol. Helv.* 65, 657-697.
- SEARLE, M.P. (1980): The metamorphic sheet and underlying volcanic rocks beneath the Semail ophiolite in the Northern Oman Mountains of Arabia. Unpublished Doctoral thesis. The Open University, Great Britain, 213 pp.

**Tj. Peters, W. Kickmaier, D. Biaggi und P. Steinmann** (Bern): *Manganese occurrences in the radiolarian cherts of the Hawasina formation (Oman Mountains).*

Most manganese deposits occur in regions that have been strongly affected by tectonism and metamorphism. Especially in the case of those associated with metacherts, geochemical discrimination diagrams have been used to derive their origin. Preliminary geochemical results in the Hammah area and the area S of Ras al Had pointed to a hydrothermal origin of the manganese enrichments. In these areas where manganese rich cherts of the Warah formation are continuously exposed over hundreds of km<sup>2</sup>, such discriminative criterion can be tested in the field. The Hammah area was mapped in a scale 1:20'000 and parts of it in scale 1:10'000. A stratigraphic succession starting with 90 m of fine-grained limestone turbidites, 30 m of pink and yellow coloured siltstones, clays and cherts, 110 m of red radiolarian cherts with two manganese rich horizons in the upper part topped by 1 to 3 meters of silicified limestone was established.

This permitted structural analyses, showing five main thrust sheets. Each tectonic unit is intensely folded and thrust. The cherts show chevron type folding, the limestones form open rounded folds. The age of the manganese bearing cherts - upper Jurassic, lower Cretaceous - was dated by radiolarian tests. Preliminary geochemical data point to a hydrothermal origin for the manganese enrichment. Yet, no evidence of small or large convective hydrothermal cells was detected in the Wahrah formation.

**J. Liebermann** (z. Zt. Bern): *Crustal evolution of garnet and spinel lherzolite from the Kigluaik Mountains (Western Alaska)*

Three types of lherzolite occur within granulite-facies gneisses of the Kigluaik Group: garnet+spinel (G), kelyphitic spinel after garnet (K), and granulite-facies spinel (S); all contain the assemblage (excepting gt) ol+opx+cpx+sp±amph±bi. Granulite-facies assemblages also occur in pelitic (opx+qtz) and mafic (opx+cpx+pl) rocks. These gneisses form the base of a high-grade metamorphic section which underlies and is structurally continuous with the high P/T blueschist-greenschist terrane comprising much of the Seward Peninsula of Western Alaska. The complete package of early Paleozoic metasediments and intrusives is believed to have undergone a Jura-Cretaceous clockwise metamorphic cycle during the Brookian orogeny, with early high P/T conditions succeeded by uplift and progressive heating of lower parts of the section.

The three ultramafic assemblage types (G, K, S) represent different bulk compositions of Al/Cr and Fe/Mg, and could have formed simultaneously under the same physical conditions (P, T,  $X_{H_2O}$ ). Mineral-core thermobarometry of G and S samples is also consistent with equilibration at similar peak P-T conditions, approximately  $850^\circ\text{C} \pm 50$ ,  $1.1 \text{ MPa} \pm 0.3$  ( $11 \pm 3 \text{ kb}$ ). Lower temperatures and pressures are calculated for rim compositions; however, this «cooling path» is an artifact of resetting, resulting mainly from core-to-rim shifts in the thermometric equilibria. The barometric equilibria appear more resistant to retrograde resetting and the «cooling path» merely follows the slope of whichever barometric equilibrium is used for the calculation.

Stable CMASH phase diagrams have also been calculated for observed mineral compositions in garnet-spinel (G) lherzolite, using the internally consistent thermodynamic database of BERMAN (1988) and the program GEOCALC (BERMAN et

al., 1987). Pressures of  $\sim 1.35 \text{ MPa}$  are obtained for gt cores + matrix spinel and  $\sim 1.1 \text{ MPa}$  for gt rims + Al-rich kelyphite spinel. Garnet in these samples is presently separated from olivine by a kelyphite rim, but the calculated phase diagram shows that olivine must have been part of the stable garnet-bearing assemblage, since plagioclase is completely absent except for rare small grains within kelyphite. From chlorite and amphibole dehydration equilibria,  $X_{H_2O} \approx 0.4$ : relatively dry conditions probably helped to preserve garnet during uplift.

The close spatial and structural relationship between garnet lherzolite and glaucophane-bearing blueschist suggests that garnet formed in (G) and (K) lherzolites during Jurassic high P/T metamorphism and was preserved only in the Fe- and Al-rich (G) lherzolites through the granulite-facies recrystallization. Patterns of Al-zoning in opx inside and outside of gt could have formed along a P-T path from  $<700^\circ\text{C} - 1.4 \text{ MPa}>$  to  $<850^\circ\text{C} - 1.1 \text{ MPa}>$ ; the beginning of this path is consistent with structural estimates of maximum pressures from the overlying blueschists.

No metarodingites have been found to indicate a serpentinitized protolith for the lherzolite, and spinel grains with concave faces inside garnet porphyroblasts may predate the garnet itself. Perhaps spinel lherzolite (ophiolitic?) was imbricated within the section prior to metamorphism, as a result of thrusting during the early stages of crustal thickening.

#### References

- BERMAN, R. C. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system  $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} - \text{MgO} - \text{FeO} - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2 - \text{TiO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ ; *Journal of Petrology*, in press.
- BERMAN, R.G., BROWN, T.H. & PERKINS, E.H. (1987): GEO-CALC: software for calculation and display of pressure-temperature-composition phase diagrams: *American Mineralogist*, v. 72, p. 861-862.

**I. Mercolli, Tj. Peters, U. Matthäus und F. Würsten** (Bern): *Oman as a test region for tectonic and petrologic models: the crystalline basement of the Jabal J'alan (Sur area).*

#### Abstract

The nearest crystalline basement of the Arabian platform, onto which the Semail ophiolite was obducted, has been mapped (1:25'000) in the Jabal J'alan. The excellent and continuous exposures provide a three-dimensional picture of the roof of a dioritic granitic intrusion. The host rock is an upper amphibolite facies metamorphic rock composed of migmatites, biotite-garnet gneisses and amphibolites. The intrusion began with diorites followed by granites and, with decreasing relative age, acidic, lamprophyric and basaltic dikes. The latter two make up 25% of the exposed area. The last intrusive event is characterized by doleritic dikes of up to 50 m thickness.

#### Introduction

Excellent and continuous exposures as well as their position on a passive continental margin during most of the development of the Tethyan ocean have made the Oman mountains an ideal region for the testing of geologic models. The best known example is the ophiolite sequence, the research on which has led to memoirs such as those by GLENNIE et al. (1974), COLEMAN (1981), LIPPARD et al. (1986) and BOUDIER and NICOLAS (1988). Moreover, the metamorphic rocks below the Semail ophiolite nappe have been used to prove the process of inverted metamorphism. Here, our own studies have given rise to doubts as to the use of this evidence at face value and we are continuing our work on this problem.

The crystalline basement, however, has hardly been studied so far. It is well exposed in windows under an Upper Cretaceous/Tertiary cover in the Jabal J'alan and in the Qalhat area. Since it is the nearest crystalline basement to the ophiolite and Hawasina nappes and the northeasternmost basement of the Arabian platform, it is of major importance as a source of detritus for the sedimentation in the autochthonous and Hawasina basins as well as an indicator of tectonic activity. The Precambrian intrusive suites of the Jabal J'alan further allow the study of genetic relations between the different plutonic bodies, a complex dike system and the surrounding high-grade metamorphic rocks. Our preliminary studies deal mainly with the latter aspect and are centered in the Jabal J'alan area. This region was mapped in detail (ca. 1:25'000) by F. Würsten and U. Matthäus during winter 1987/88, and the aim of the present note is to present the results of this first field campaign.

#### Description of the Lithologies

The Jabal J'alan area is characterized by the five following lithological assemblages:

- High-grade metamorphic complex: Migmatites, bio-gar-gneisses and amphibolite.
- Dioritic intrusive bodies: Diorites, schollen diorites, hornblendites.
- Granitoid intrusive bodies: Tonalites, grano-diorites, granites.
- Dikes: Aplites, pegmatites, lamprophyres, dolerites.
- Cretaceous/Tertiary sedimentary cover.

The distribution of the different lithologies is outlined in Fig. 1.

The metamorphic complex forms the basement in which the plutonics intruded and, therefore, it represents the oldest formation exposed. Banded migmatites and bio-gar-gneisses build up the main volume of the complex. Biotite-bearing amphibolites, partly banded, together with rare lenses of calc-silicate rocks are interbedded within the migmatites and the gneisses. The main schistosity generally dips steeply towards the South. On the strength of these lithologic assemblages, an upper amphibolite facies metamorphism can be assumed.

A garnet-bearing biotite granite, clearly intrusive in the metamorphic complex, but never found in contact with the other plutonics, appears to be genetically related to this metamorphism, or at least to its anatectic phase.

The diorites can be divided into two groups:

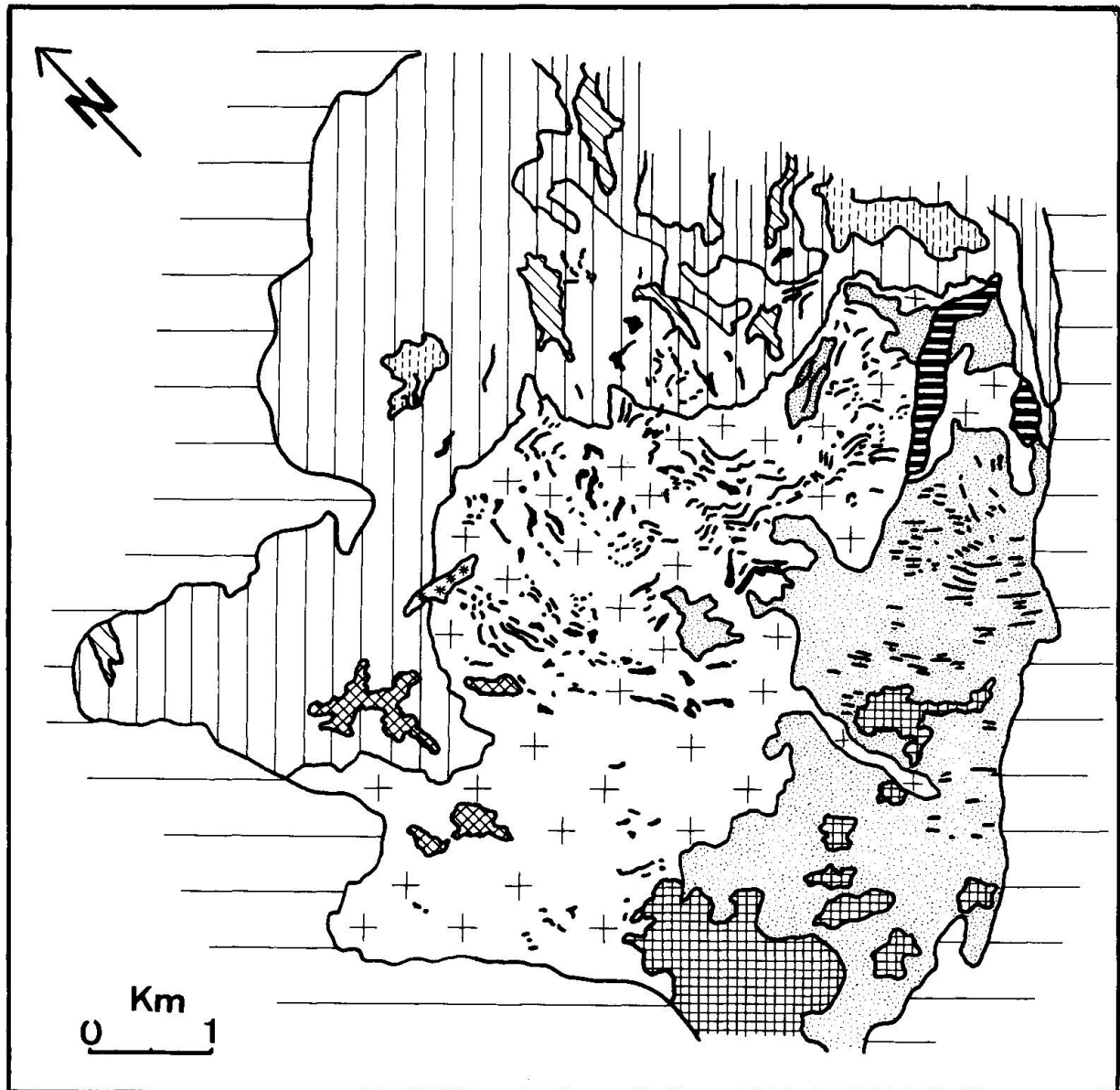
- a fine-grained, dark green diorite (diorite I);
- an extremely inhomogeneous suite ranging from hornblenditic to quartz-dioritic compositions with variable fabric and often exhibiting schollen structure (diorite II).

The magmatic character of diorite I seems indisputable, even though some occurrences, in particular those within the metamorphic complex, could also be interpreted as amphibolite, due to a slight schistosity. Major evidence for the magmatic origin is the frequent acicular fabric of the amphiboles, the desultory occurrence of schollen structures and of porphyritic, geometrically badly defined plagioclase-rich layers.

Diorite II forms a voluminous, coherent body, but the previously cited compositional and structural inhomogeneities cannot be depicted on the map scale. In fact, the lithologic transition from one type to another is always gradual and the geometrical relationships between different types do not show any mappable systematics on the regional scale.

The granitic rocks are dominated by a large body of a reddish biotite and/or amphibole-bearing granite covering a good third of the mapped area. This body exhibits an internal structure with

















- |   |   |   |  |
|---|---|---|--|
|  | Cretaceous shallow water sandy limestones |  | Heterogeneous schliering Schollen diorite to hornblendite (diorite II) |
|  | Doleritic dikes                           |  | Fine grained diorite (diorite I)                                       |
|  | Bio and/or Amph bearing reddish granite   |  | Banded amphibolite   |
|  | Pink granodiorite                         |  | Biotite garnet gneiss  |
|  | Greenish granodiorite                     |  | Migmatite  |
|  | Biotite tonalite                          |  | Biotite and garnet bearing granite                                     |

Fig. 1 Geological map of the Jabal J'alan Area.



a northeastern fine-grained, sometimes foliated, leucocratic border grading into a biotite-rich zone towards the southwest, followed by the main facies which is characterized by the occurrence of amphibole and a distinct increase in grain size. A coarse-grained, pink granodiorite with centimetric alkali feldspars crops out in the southern part of the window. The additional components of the granitic suite are: a small body of homogeneous greenish granodiorite intruding at the western gneiss-granite contact and a series of small spots of biotite-rich tonalite cropping out within the main granite at its southwestern end.

An enormous number of dikes crosscut the entire area (for simplicity omitted in the geological sketch (Fig. 1). Aplitic and pegmatitic dikes are clearly related to the granitoid intrusion and are enriched at the various contacts. Basic dikes of lamprophyric to basaltic composition make up some 25% of the exposed area. The thickness varies from decimeter range up to 20 meters. These dikes can be traced over large distances and they only rarely cut each other. The last intrusive event is marked by large (up to 50 m thickness), medium-grained, strongly altered doleritic dikes.

The entire crystalline complex is encircled and overlain by Cretaceous sediments lying in the topographically highest positions. The basis is formed by a fluvial conglomerate with subrounded radiolarian cherts of the Hawasina formations and some local crystalline blocks. It is a fining upward sequence with intercalations of a coarse Cretaceous lime conglomerate. This fluvial sequence is followed by a transgressive marine one, where nodular shallow-water limestones alternate with laminated marls. All these layers are very rich in fossils; among which several rudista and other bivalves, gastropods, corals, sponges, echinites and lobtusies can be observed.

#### Mutual contact relationships between the different rock types

The reddish granite and diorite II invariably display sharp, clearly intrusive contacts to the metamorphics. Some indications of contact metamorphism are present, such as the hornfelsic aspect of slightly pelitic lithologies. Likewise, the contacts between granite and diorite II are intrusive. In detail, the following situations can be distinguished:

- Sharp, straight, regular contact over several hundreds of meters (see Fig. 2).
- Granitic apophyses injected into the diorite (see Fig. 2).

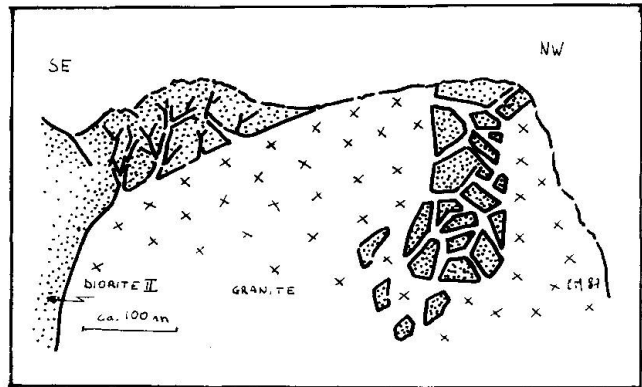


Fig. 2 Stopping phenomena at the intrusion of granite into diorite II.

- Roof pendent situation. Metric to decametric, mainly angular blocks of diorite plunged into granite (see Fig. 2).
- Brecciated contact. Centimetric to decimetric, predominantly angular pieces of diorite surrounded by a granitic matrix (mini roof pendent).
- Irregular, lobate contact, characterized by the presence of centimetric to decimetric, mainly elliptic diorite enclaves in the granite.
- Intergranular infiltration of granitic melts into the diorite, particularly spectacular in the case of contacts involving hornblenditic layers where big amphiboles plunge into a reddish pegmatitic alkali feldspar-quartz matrix.

Such observations suggest that during granite intrusion, diorite II would mainly behave brittle, but that plastic deformation accompanied by reworking processes (assimilation?, mixing?, etc.) is also present.

Diorite I occurs in the shape of plates of variable thickness (1 to 50, generally 10 to 20 metres) within diorite II, granite and the metamorphics. The plates almost dip in the same direction (200-240/50-60) (see Fig. 3). This particular structure evokes the possibility of a dike-like injection of diorite I into the other lithologies. The same situation is also outlined by the cartographic image (see Fig. 1). Conversely, all detailed observations at outcrop scale confirm that diorite I must be older than diorite II and, therefore, older than the granite. These observations can be summarised as follows:

- Small apophyses are injected from diorite II into diorite I. Complex phenomena like backveining could explain such situations in terms of an inverted age relation.
- The contact diorite I - diorite II is sometimes brecciated, i.e. schollen of diorite I have plunged into diorite II.

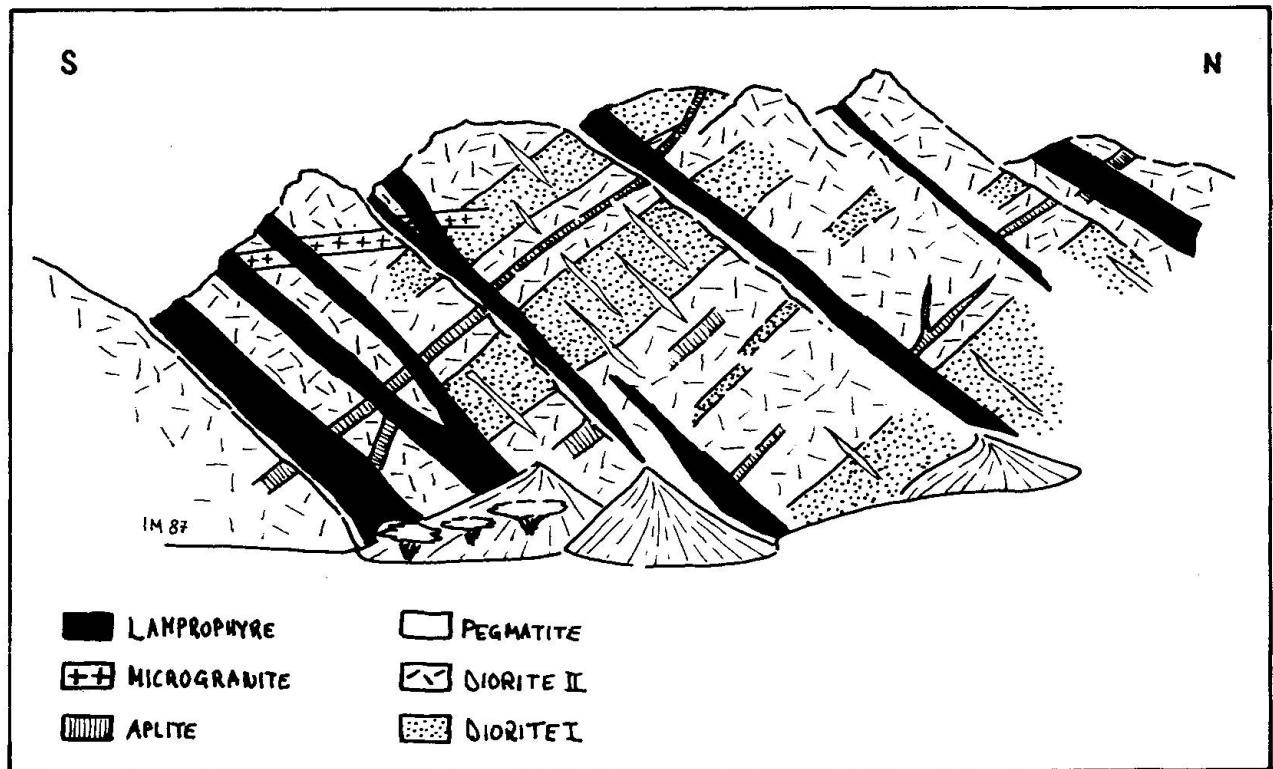


Fig. 3 Sketch illustrating the relative age relationship between diorite I and II and the various dikes.

– In proximity of the granitic intrusion, pegmatitic dikes undisturbedly crosscut the contact diorite I/diorite II (Fig. 3).

– The same is true for a big granitic dike, which can be followed over a distance of more than 1 km, crosscutting the diorite I - diorite II complex several times. Evidently, this is also the case for the younger basic dikes (see Fig. 3).

In spite of the crude cartographic representation (due to the large mapping scale), the contacts of the pink granodiorite to granite and diorite II are often transitional. Within few decimeters to meters changes in mineralogical composition, grain size and colour characterize the lithological transition. The change from granite to granodiorite is particularly difficult to map. Similar problems arise at the contacts between granite and the small tonalitic intrusion, preventing a clear definition of the relative age relations.

The dikes can be divided into an acidic (aprites, microgranites and pegmatites) and a basic generation (lamprophyric, basaltic and doleritic). The basic dikes are clearly younger than the acidic ones. Due to the mostly extremely fine-grained fabric of the basic dikes, it was impossible to clearly distinguish different generations in the field, except for the strikingly voluminous, medium-grained and strongly altered doleritic dikes, which certainly

represent the last magmatic activity in the area.

The contacts of the whole crystalline complex to the sedimentary cover are clearly erosional.

### Conclusions

Based on the observations of this first field campaign, the following working hypothesis on the geological history of the Jabal J'alan area can be established.

A high-metamorphic gneiss complex is intruded during Precambrian times by a magmatic suite. GLENNIE et al. (1974) report an Rb/Sr age of 860 ma for the granite. The magmatic series begin with the emplacement of diorite I. The subsequent intrusion of diorite II seems to take place along a well developed parallel jointing of diorite I, resulting in the splitting of diorite I into plates which are plunging into diorite II. The remarkably heterogenous aspect of diorite II could be the result of hybridisation processes within the complex evolution of the diorite-granite system. This interpretation implies a close genetic and temporal interrelationship between diorite and granite. From this viewpoint, the small tonalitic and granodioritic intrusions related to the main granite could be interpreted as batches of melts which followed various differen-

tiation paths (varying degrees of crystal fractionation, mixing, assimilation, etc.) within the main magmatic activity. The acidic dikes are related to the terminal phase of the granitic intrusion and are older than the basic dikes. From a classical point of view, the lamprophyric dikes must be assigned to the latest phase of magmatic activity and, therefore, would also imply a Precambrian age. The doleritic dikes, on the other hand, might possibly be much younger and likely related to a Paleozoic or Mesozoic basic magmatism.

It is particularly significant that the magmatic suite does not show any signs of strong subsequent metamorphic or deformational overprint. Such events are, however, described for the Paleozoic sedimentary basement by GLENNIE et al. (1974) and LIPPARD et al. (1986). In the light of the tectonic history of this area the lack of Paleozoic and Mesozoic sediments is also quite interesting. In fact, Upper Cretaceous sediments are directly overlaying the crystalline complex.

Finally, a strike fault crossing the entire area in N-S direction and characterized by a strong hydrothermal alteration zone of some hundreds of meters of thickness is the last geological event recorded in the Jabal J'alan.

This working hypothesis should serve as a guide for our further investigations. Our present studies are focused on the geochemical and geochronological characterisation of the magmatic suite, which

should lead to the modelling of the intrusive history, and on a careful definition of the metamorphic conditions for the gneiss complex. Moreover, we shall make use of the excellent three-dimensional exposures in the Jabal J'alan in order to study the intrusion dynamics of the diorite-granite suite and the dike system.

#### Acknowledgments

Mohamed Kassim, director general of Minerals, and Dr. Hilal al Azri, director of Geological Surveys from the Ministry of Petroleum and Minerals, Muscat, Sultanate of Oman, are thanked for their permission for publication and for their co-operation and assistance. Furthermore, we are indebted to the «Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der Universität Bern» for their financial support.

#### References

- BOUDIER, F. and NICOLAS, A. (Eds.) (1988): The ophiolites of Oman. *Tectonophysics* 151, spec. issue, 401 p.
- COLEMAN, R.G. (1981): Tectonic setting of ophiolite obduction in Oman. *J. Geophys. Res.*, 86, 2497-2508.
- GLENNIE, K.W., BEOUF, M.G.A., HUGHES CLARK, M.W., MOODY-STAURT, M., PILAAR, W.F.H. and REINHARD, B.M. (1974): The geology of the Oman mountains. *K. Neder. 1. Geol. Mijnbouw. Genoot. Verdh.* 31.
- LIPPARD, S.J., SHELTON, A.W. and GASS, I.G. (1986): The ophiolite of Northern Oman. *Geol. Soc. Mem.* 11, 178 p.

Leere Seite  
Blank page  
Page vide

**M. von der Crone** (Fribourg): *Fleckengesteine der Silvretta: Relikte einer vorvariszischen (panafrikanischen?) Metamorphose*

Im Rahmen einer Diplomarbeit (VONDER CRONE, 1989) wurde in den Jahren 1986 bis 1988 im Val Barlasch (Abb. 1) eine geologisch-petrographische Detailkarte (1:10'000) aufgenommen. Bei der Kartierung fiel ein weitverbreitetes, eigenartiges, ausserordentlich zähes, braun-graues, mit grossen (0,5 - 2 cm) schwarzen Flecken durchsetztes Gestein auf. Im Aufschluss bzw. im Handstück wie auch unter dem Mikroskop können die Fleckengesteine jeweils sehr verschiedenes Aussehen zeigen.

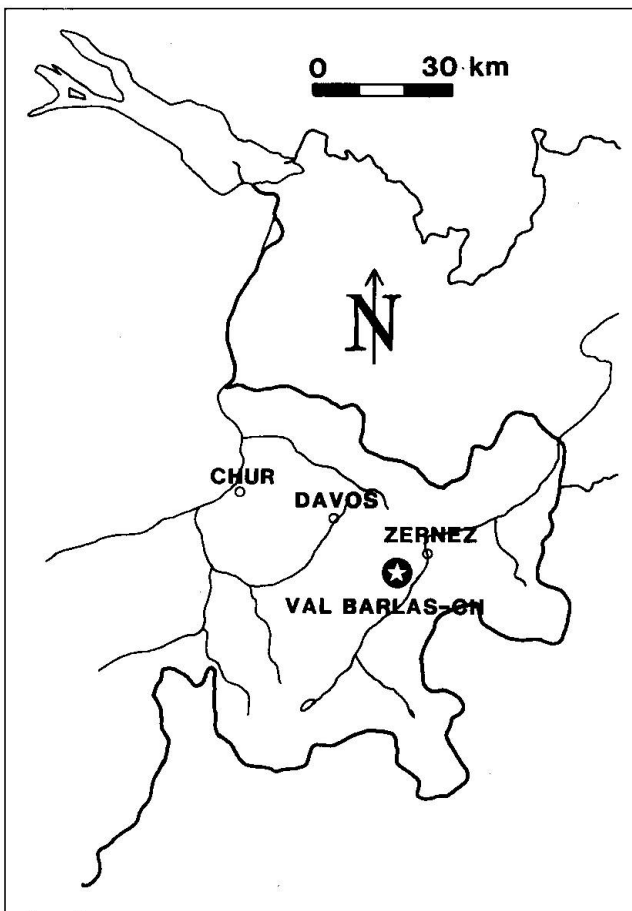


Abb. 1 Das Val Barlasch liegt an der Grenze zwischen Ober- und Unterengadin (Graubünden), im oberostalpinen Silvrettakristallin.

#### Zum Geländebefund

In manchen Gesteinen sind die Flecken nur in bestimmten Lagen zu finden, was einerseits als Wechsellagerung (sandig-tonig) der ursprünglichen Sedimente aufgefasst wird (unterschiedliche Lithologie) und andererseits vermuten lässt, dass die Flecken einen spezifischen Chemismus bevorzugen.

Weiterhin konnten Fleckengesteine mit Faltenstrukturen gefunden werden (Abb. 2). Die Flecken folgen zwar den Biotit-reichen Bändern, die die Falte abzeichnen, sind in diesen aber schräg ausgerichtet und bauen somit ein eigenes  $s$  auf. Es ist daher anzunehmen, dass die Flecken bei einer Regionalmetamorphose (Faltung mit Kristallisationsschieferung) entstanden sind.

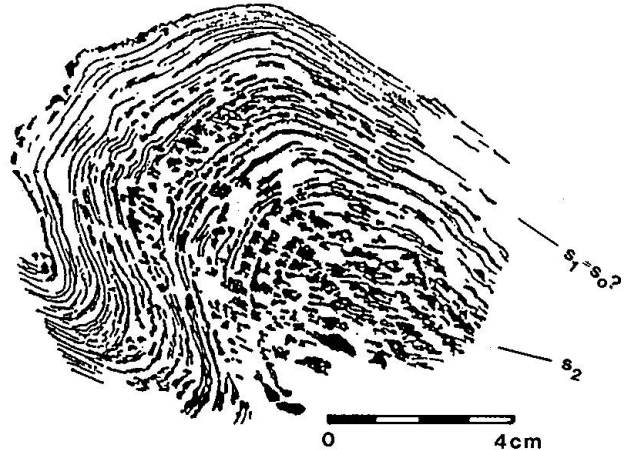


Abb. 2 Falte im Fleckengestein. Es wird angenommen, dass das Gestein in einer ersten Phase verfaltet wurde =  $s_1$  (es ist denkbar, dass  $s_1$  mit  $s_0$  einhergeht). Die asymmetrische Form der Falte kann durch den unterschiedlichen mineralogischen Inhalt der Bänder erklärt werden. In einer zweiten Phase (Plättung) wurden dann syntektonisch die Flecken gebildet =  $s_2$ .

#### Zur Mikroskopie

Nach den mikroskopischen Beobachtungen können die Gesteine zu drei Typen zusammengefasst werden (Abb. 3). Bei allen sind die Flecken mit einer feinkörnigen Matrix (Quarz, Plagioklas und Kalifeldspat) verzahnt. Akzessorien sind Turmalin, Erz (Ilmenit, sowohl in der Matrix als auch in den Flecken; in Typ 1 selten), Rutil, Zirkon und Apatit.

*Typ 1:* Der Aufbau der Flecken ist schalig. Der Rand besteht aus einem Geflecht von kurzadeligem Disthen und Granat, welches Quarz und feinschuppigen Biotit umschliesst. Im Zentrum der Flecken herrschen locker angeordnete Quarzkörner und Biotitschuppen vor. Oft sind dünne, in sich parallele Schnüre des Disthen-Granat-Geflechts eingelagert.

*Typ 2:* Zwischen den Flecken vom Typ 1, die hier aber schlierig angeordnet sind und aus einem schwer auflösbaren Geflecht von Disthen + Granat + Quarz + Biotit bestehen, sind xenomorphe Bereiche von grösseren Andalusitkristallen zu erkennen. Diese Andalusitkristalle werden randlich von einem filzigen Disthenaggregat ersetzt. Bei diesem



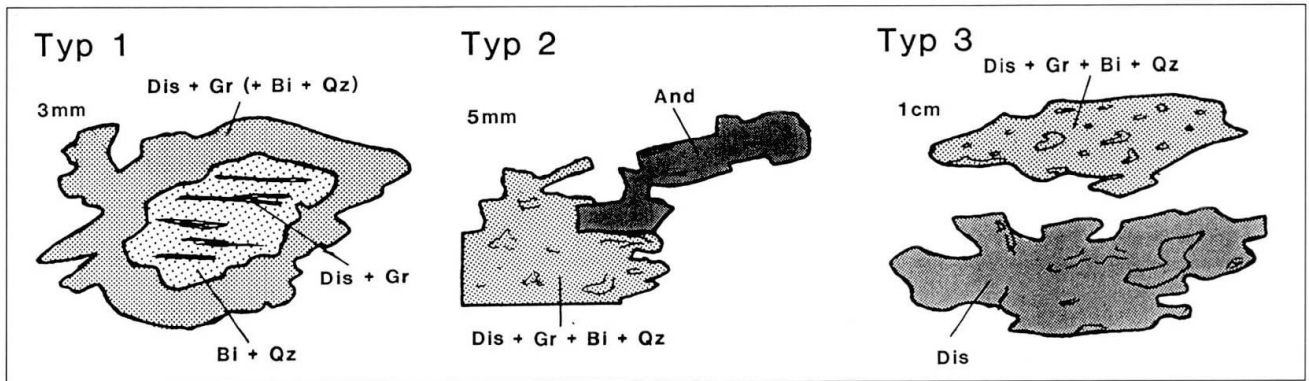


Abb. 3 Schemazeichnung der Flecken.

Abkürzungen: And = Andalusit, Dis = Disthen, Gr = Granat, Bi = Biotit, Qz = Quarz.,

Typ wird das Gestein häufig von Quarzadern durchbrochen.

Typ 3: Die Umrisse der Flecken (Disthen, Granat, Biotit, Quarz) sind mehr oder weniger oval. Die Biotite formen kugelige Aggregate. In den Rändern der Flecken, aber auch als eigenständige, grosse poikilitische Blasten wird ein beiges Haufwerk aus feinsten Disthennadeln beobachtet. Aufgrund der Ähnlichkeit zu Typ 2 wird dieser Disthenfilz als Umwandlungsprodukt nach Andalusit gedeutet.

Nach den makroskopischen und mikroskopischen Untersuchungen wird klar, dass die Fleckengesteine eine mehrphasige, die Flecken selbst mindestens eine zweiphasige Geschichte zeigen: Auf die syndeformative Bildung von Grosskristallen (Andalusit + ?) folgt deren Ersatz durch Disthen nach Andalusit bzw. Disthen + Granat (+ Biotit + Quarz) nach einem unbekanntem Mineral. Aus der Ersatz-Paragenese ist zu schliessen, dass es sich bei diesem Mineral um ein Fe-, Mg-, Al-haltiges handeln muss. Im Falle von Metapeliten bis

Metagrauwacken kämen dafür Staurolith, Cordierit oder Chloritoid in Frage (Abb. 4).

Die Deutung der Flecken als regionalmetamorphe Produkte spricht gegen Cordierit. Die Tatsache, dass für die Mehrzahl der Proben die chemische Zusammensetzung für eine hypothetische Bildung von Chloritoid nicht erfüllt ist (Abb. 5), lässt den Schluss zu, dass die Flecken mit grösster Wahrscheinlichkeit als total umgesetzte, ehemalige Staurolithe zu interpretieren sind. Falls dies stimmt, sind für die syndeformative Episode I Temperaturen von 560° - 620°C und Drucke von 4 - 5 kb anzunehmen (gleichzeitige Kristallisation von Staurolith und Andalusit, aber kein Cordierit und kein Silimanit).

Durch weitere Temperatur- und Druckzunahme werden beide Grosskristalle instabil; Andalusit wird von Disthen, Staurolith von Disthen + Granat (+ Biotit + Quarz) ersetzt. Dabei sind Temperaturen von 700°C und Drucke von 8,5 kb (Abb. 6, Episode II) mit Sicherheit überschritten worden (RICHARDSON, 1968). Bei diesen p,T-Bedingungen sind anatektische Bildungen in geeigneten Edukten zu erwarten und wurden im Gelände auch beobachtet.

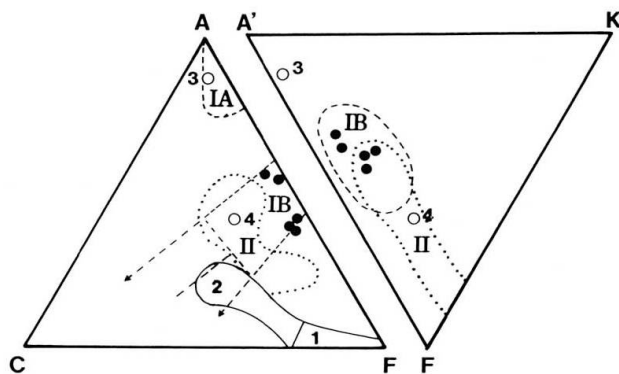


Abb. 4 Lage der fünf analysierten Fleckengesteine ● im ACF/A'KF-Diagramm. Die Proben liegen im Feld der Tone und Schiefertone IB, es handelt sich somit um Metapelite (Diagramm aus WINKLER, 1979). Eine vollständige Liste der chemischen Analysen kann am Min. Inst. der Univ. Freiburg i. Ue. eingesehen werden.

#### Zum Alter der Metamorphose

Laut FLISCH (1987) ist der Peak der variszischen Regionalmetamorphose mit Temperaturen von 600° - 680°C und Drucken von 5,5 - 7,5 kb gekennzeichnet. Diese stimmen mit keiner der beiden Kristallisationsphasen der Fleckengesteine überein. Zudem ist die variszische Kristallisationsabfolge der Alumosilikate in den Metapeliten 1) Disthen + Staurolith, 2) Andalusit nach Disthen, 3) Sillimanit als letzte Kristallisation ganz anders, als die der Fleckengesteine 1) Staurolith + Andalusit 2) Disthen + Granat (+ Biotit + Quarz) nach Staurolith, Disthen nach Andalusit.

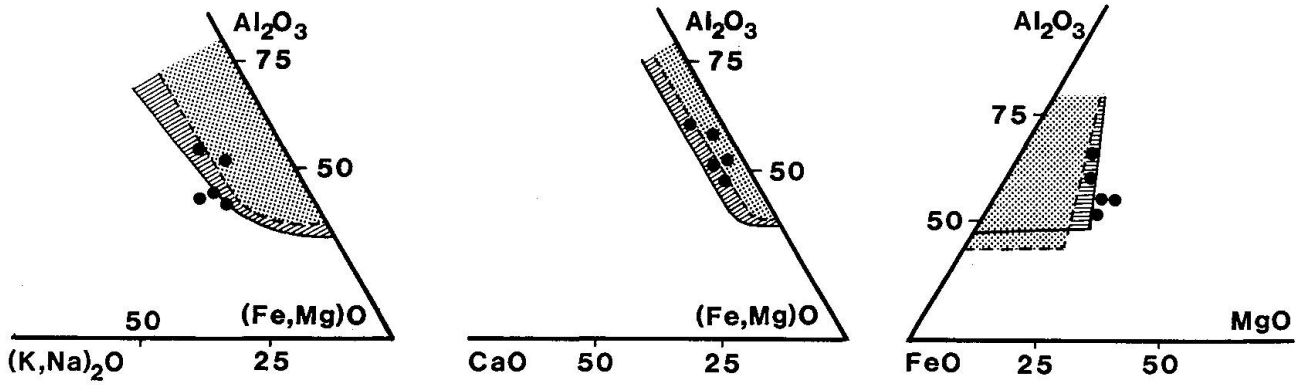


Abb. 5 Chemische Einschränkung für Staurolith- und Chloritoid-führende Gesteine, nach HOSCHEK (1967). Ausgezogene Linie Staurolith, gestrichelte Linie Chloritoid, ● Fleckengesteine.

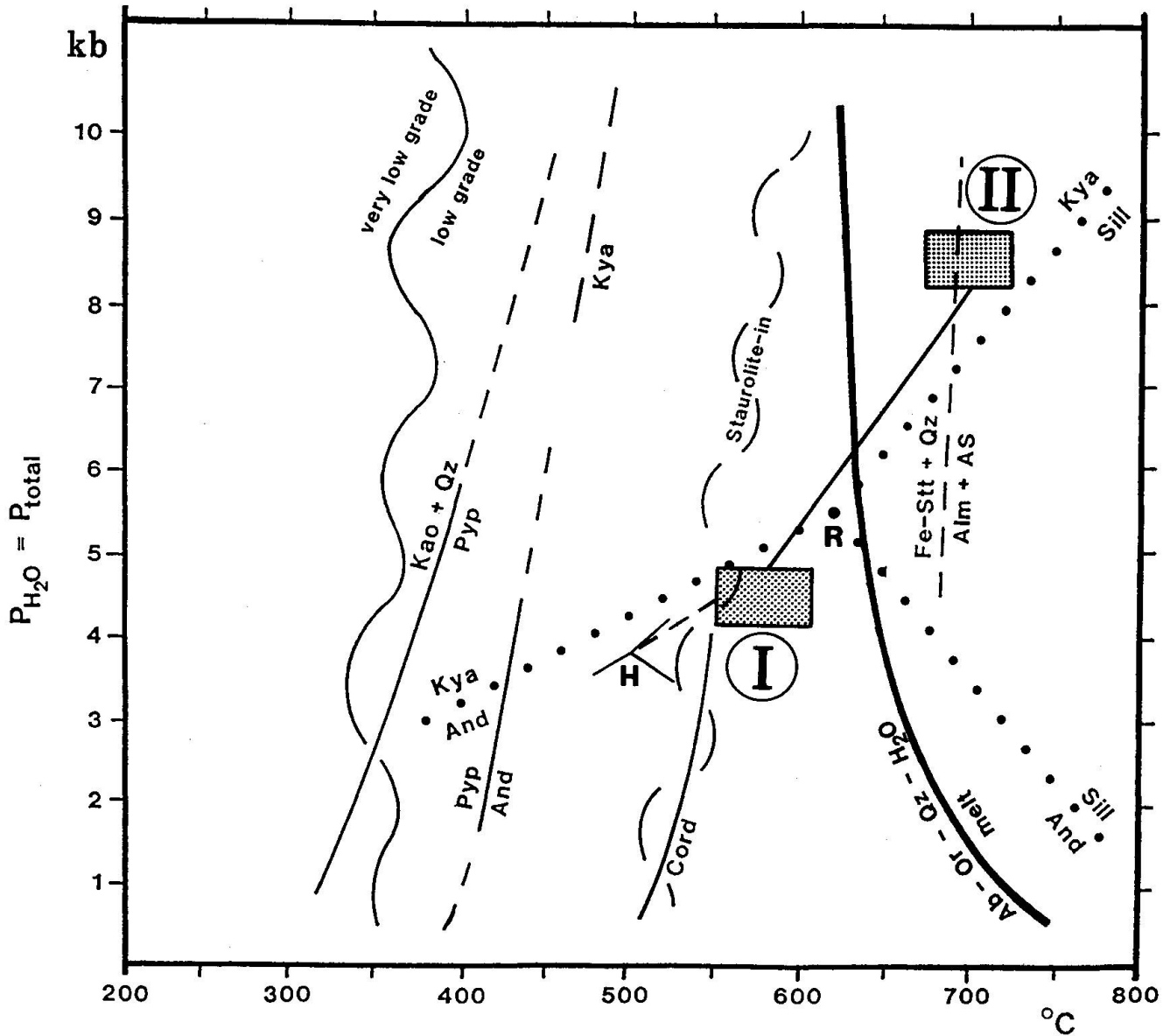


Abb. 6 Druck, Temperatur-Diagramm aus WINKLER (1979). Tripelpunkt nach RICHARDSON (1969) und HOLDWAY (1971). I Bildung von Andalusit und Staurolith; II Zerfall von Staurolith

Die metamorphe Überprägung der Fleckengesteine ist demnach nicht variszisch, sondern früher erfolgt. In diesen Gesteinen wird somit (mindestens) eine ältere polyphasige (I + II), evtl. panafrikanische («kaledonische») Metamorphose fassbar.

#### Literaturverzeichnis

- FLISCH, M. (1987): Teil 1: Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvretta-Kristallins.  
Teil 2: Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide.  
Teil 3: K-Ar Dating of Quaternary Samples. Diss. Univ. Bern
- HOSCHEK, G. (1969): The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contr. Mineral. Petrol.*, 22, 208-232.
- HOLDAWAY, M.J. (1971): Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, 97-131.
- RICHARDSON, S.W. (1968): Staurolite stability in a part of the system Fe-Al-Si-O-H. *J. Petrol.*, 9, 467-488.
- RICHARDSON, S.W. (1969): Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria; the aluminum silicate triple point. *Amer. J. Sci.*, 267, 259-272.
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, 5. Auflage, Heidelberg.

**P. Cereghetti und U. Mok** (Zürich): *Magmatismus und Metamorphose im Baitone-Gebiet (N-Adamello)*

Das Baitonegebiet, im Nordwesten des tertiären Adamello-Batholit, ist charakterisiert durch das Auftreten kleinerer Intrusivkörper am Rande der tonalitischen bis granodioritischen Hauptintrusion.

Die kalkalkalische Serie des Baitone besteht aus feinkörnigen Gabbros, Leucogabbros, Quarzdioriten, Tonaliten, Granodioriten und sauren Restdifferentiaten.

Die zeitliche Inplatznahme der Lithotypen, anhand von Feldevidenzen rekonstruiert, erfolgte in folgender Reihenfolge: Gabbros, Quarzdiorite, Tonalite, Granodiorite, Leucogranite und Trondhjemite, basaltisch-andesitische Gänge.

Die geochemischen Daten, zusammen mit den Feldbeobachtungen, bestätigen die Kogenetizität der Gesteinsserie, welche als Produkt eines einzigen Differentiationstrends betrachtet werden muss. Die geochemische Zusammensetzung des Nadelgabbros, des meist-basischen Lithotyps in der Baitoneregion, zeigt, dass dieses Gestein aus einer relativ hochentwickelten Schmelze kristallisierte, aus der Frühkristallite wie Olivin und Pyroxen schon fraktionierten.

Der einzige beobachtete Differentiationstrend ist durch die Entwicklung der zwei dominanten Phasen Plagioklas und Hornblende geprägt. Die Zusammensetzung verändert sich von anorthitreichem Plagioklas in den Gabbros zu mehr albitischen in den Leucograniten; parallel dazu beobachten wir eine Entwicklung der Hornblenden von pargasitischer Hornblende in den basischen Differentiaten zu Ferrohornblenden in den Tonaliten. Die Zusammensetzung und Zonierung der Plagioklasse zeigt, dass diejenigen der Gabbros, im Ge-

gensatz zu den Plagioklasen des Tonalites, in relativ kleinen Magmakammern kristallisierten. Geobarometrische Berechnungen lassen vermuten, dass der Tonalit in einer Tiefe von ca. 15-20 km kristallisierte, in einer grösseren Tiefe als diejenige der Gabbros.

Südalpines Basement und seine permotriadische Sedimentbedeckung bilden die Rahmengesteine der West-Adamello-Einheit im Baitone-Gebiet (NW Adamello).

Das Basement besteht aus einer pelitischen bis psammitischen Schieferserie (Edolo-Schiefer) mit Einschaltungen von Amphiboliten und Gneisen. Die herzynische Gebirgsbildung führte zu Deformation und grünschieferfazieller Metamorphose dieser Lithologien.

In der Kontaktaureole konnten im Basement typische Mineralparagenesen unterschieden werden, die sich durch eine Sequenz von diskontinuierlichen Reaktionen beschreiben lassen. In direkter Kontaktnähe führte die Metamorphose zu Sillimanit-Cordierit-Hornfelsen und zu einem lokalen Auftreten von Migmatiten in den höchstemperierten Bereichen. Die alten herzynischen Strukturen wurden durch Mineralneuwachstum und Intrusionstektonik überprägt.

Thermobarometrische Untersuchungen an den Peliten zeigen Temperaturen bis zu 740°C am Gabbrokontakt und Umgebungsdrucke von 2.5-4 kbar (7-12 km) an. Die Druckwerte liegen dabei um 1-2.5 kbar höher als im südlichen Adamello (ULMER, 1988).

#### Literaturverzeichnis

- ULMER, P. (1983): Monticellite-Clintonite bearing assemblages at the southern border of the Adamello-Massif. *Rend.Soc.Ital.Mineral.Petrol.* 38, 617-628.

Leere Seite  
Blank page  
Page vide



**P. Spillmann** (Zürich): *Struktur und Metamorphose der Margna-Decke im obersten Valmalenco.*

**1. Einleitung**

Diese Arbeit grenzt thematisch und geographisch an aktuelle Arbeiten über die Margna-Decke im Oberengadin (LINIGER und GUNTLI, 1988). Das zu besprechende Gebiet liegt im obersten Valmalenco, an der schweizerisch-italienischen Grenze, südlich des Val Fex und Val Fedoz (Abb. 1 aus GUNTLI und LINIGER [in Vorb.]).

**2. Lithologischer Aufbau der Margna-Decke**

Das Basement des hier beschriebenen Teils der Margna-Decke besteht neben sauren und basischen Metaintrusiva (Fora-Gneis und Fedozer Gabbro) aus einer mächtigen, gebänderten Meta-sedimentserie (Fedozserie).

Die mesozoische Sedimentbedeckung der Margna-Decke konnte im untersuchten Gebiet in drei kartierbare Einheiten gegliedert werden:

- karbonathaltige Chlorit-Hellglimmerschiefer (Untertrias-Mitteltrias);

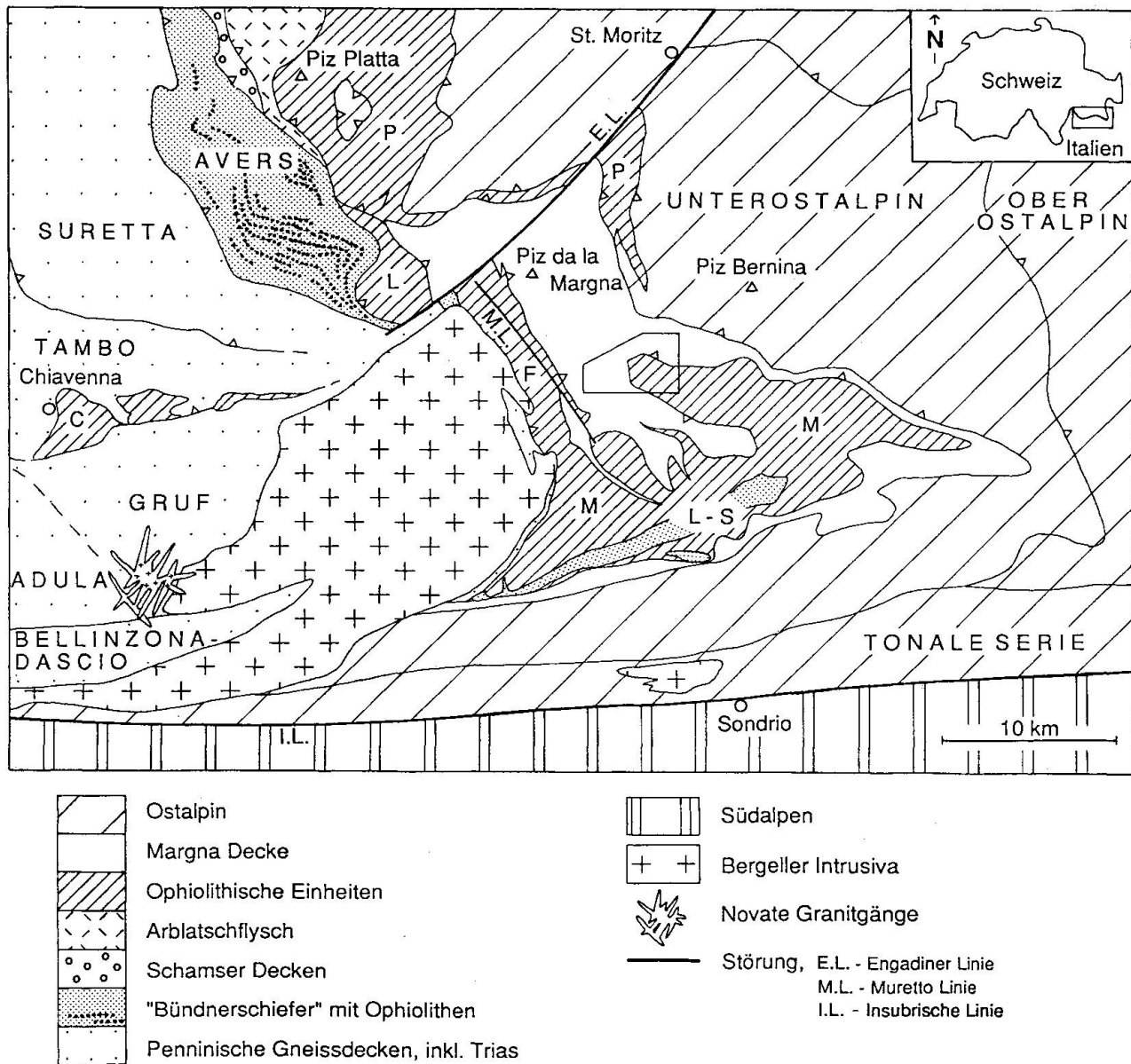


Abb. 1 Tektonische Übersichtsskizze zwischen Puschlav, Veltlin und Bergell (z.T. nach STAUB (1946), TROMMSDORFF und NIEVERGELT (1983), MONTRASIO (1984)  
 P: Platta-Decke; L: Lizun-Grünschiefer; C: Chiavenna-Ophiolite; F: Monte del Forno-Komplex; M: Malenco-Serpentinit; L-S: Lanzada-Scermendone-Zone

- feinkörnige Dolomitmarmore mit Rauhwalckenlagen (Mitteltrias-Obertrias);
- kieselige Kalkmarmore und Kalkglimmerschiefer, teilweise mit Dolomitklasten (unterer Jura-mittlerer Jura).

Fossilien oder Sedimentstrukturen sind wegen der starken Deformation und Rekristallisation nicht erhalten oder nur von geringer Aussagekraft. Lithostratigraphische Abfolgen sind unvollständig und tektonisch stark reduziert. Die vermuteten Alter beruhen auf dem lithologischen Vergleich der Metasedimente mit unmetamorphen Sedimenten der benachbarten unterostalpinen Decken.

Die karbonathaltigen Chlorit-Hellglimmerschiefer können mit der Fuorn-Fm. (alpiner Buntsandstein) der detritischen Basis-Serie der unterostalpinen Decken korreliert werden.

Die Dolomitmarmore lassen sich den «Mitteltrias-Dolomiten» und/oder der Hauptdolomit-Gruppe zuordnen.

Die kieseligen Kalkmarmore und die Kalkglimmerschiefer wurden von STAUB (1946) als Bündnerschiefer kartiert. Der stark variable Glimmergehalt und die durch herauswitternde Quarzknoten gebildete Lamination erlauben jedoch eine Korrelation mit den Calciturbiditen der Allgäu-Fm. Lokal treten Dolomitklasten auf. Südöstlich des Pizzo Malenco ist eine Megabreccie, die grosse Ähnlichkeit mit der Alv-Breccie aufweist, aufgeschlossen.

### 3. Präalpine Entwicklung des Basements der Margna-Decke

Die Metapelite, Kalksilikatfelse und Amphibolite der Fedozserie enthalten Mineralrelikte einer hochgradigen Metamorphose. In den Metapeliten sind zwei isoklinale Faltungsphasen zu beobachten, während die mesozoische Sedimentbedeckung nur einfach isoklinal verfaltet wurde. Die Metaintrusion des Basements (Fora-Gneis und Fedozer Gabbro) weisen einen ausschliesslich alpin metamorphen Mineralbestand auf. Die Bänderung der Fedozserie zeigt eine spitzwinklige Diskordanz zum Kontakt mit dem Fedozer Gabbro (siehe Profil A, Tafel 1).

Die Metasedimente des Basements sind also während der variskischen und/oder älteren Gebirgsbildungen tektonisch und metamorph überprägt worden, während es sich beim Fedozer Gabbro um eine spätvariskische, postmetamorphe Intrusion handelt. Die Interpretation der Fora-Gneise als spätvariskische Intrusionen ist aufgrund der vorliegenden Daten hypothetisch.

### 4. Alpine, tektonische Entwicklung der Margna-Decke

Basement und Sedimentbedeckung der Margna-Decke sind isoklinal verfaltet und verschiefert. In der Schieferung (S1), die als Achsenebenenschieferung der Isoklinalfalten (F1) ausgebildet ist, liegt eine Streckungslineation. Die Überschiebungszone zwischen der Margna-Decke und dem darunterliegenden, ebenfalls stark verschieferten Malenco-Serpentinit ist konkordant zur Schieferung S1 orientiert. Die Orientierung der F1-Faltenachsen ändert sich von NW-fallend im südlichen Teil nach N-fallend im nördlichen Teil des untersuchten Gebietes. Die Lineation ist faltenachsenparallel.

Der interne Bau der Margna-Decke lässt sich anhand des Auftretens der Gesteine der mesozoischen Sedimentbedeckung erläutern. Die mesozoischen Metasedimente sind auf drei tektonischen Niveaux (a-c; siehe Tafel 1) aufgeschlossen:

a) Die mächtigsten Aufschlüsse der Sedimentbedeckung stehen im NE des kartierten Gebietes an, wo sie in der Kette der Gipfel Piz Tremoggia-Pizzo Malenco-Sassa d'Entova die südliche Fortsetzung der Fexer Schuppenzone bilden. Die ausgedünnten und boudinierten Dolomitmarmorbänder bilden ein nach Westen offenes, liegendes Synklinorium (facing direction: West) mit einem relativ mächtigen Verkehrt- und einem ausgedünnten Normalschenkel ab.

b) Am Passo Tremoggia, südwestlich des Piz Tremoggia, ist stark reduziertes Permomesozoikum in einer weiteren, nach Westen offenen Synklinale aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um chronostratigraphisch nicht sicher einzuordnende Schiefer, Rauhwalcken und Dolomitmarmore, die sich als geringmächtiges Band entlang einer nach Norden einfallenden Ebene bis in die Gegend von Maloja verfolgen lassen. LINIGER und GUNTLI (1988) beschrieben diese Zone als Überschiebung zwischen einer Fora-Teildecke im Liegenden und einer Maloja-Teildecke im Hangenden. Diese Unterteilung in Teildecken kann nicht auf die südöstlichen Teile der Margna-Decke übertragen werden, da die Überschiebungszone südöstlich des Kerns dieser Synklinale nicht mehr verfolgbar ist. Mit diesem Auskeilen der mesozoischen Sedimente ist zudem eine markante Abnahme der gesamten Mächtigkeit der Margna-Decke gegen Südosten verbunden.

c) Nahe der Überschiebung zum Malenco-Serpentinit ist ein boudinierter Dolomitmarmorzug mit wenig Kieselkalkschiefer aufgeschlossen. Es handelt sich dabei um verschuppte Teile des Verkehrt-schenkels einer unteren Grossfalte (Fora-Teildecke).

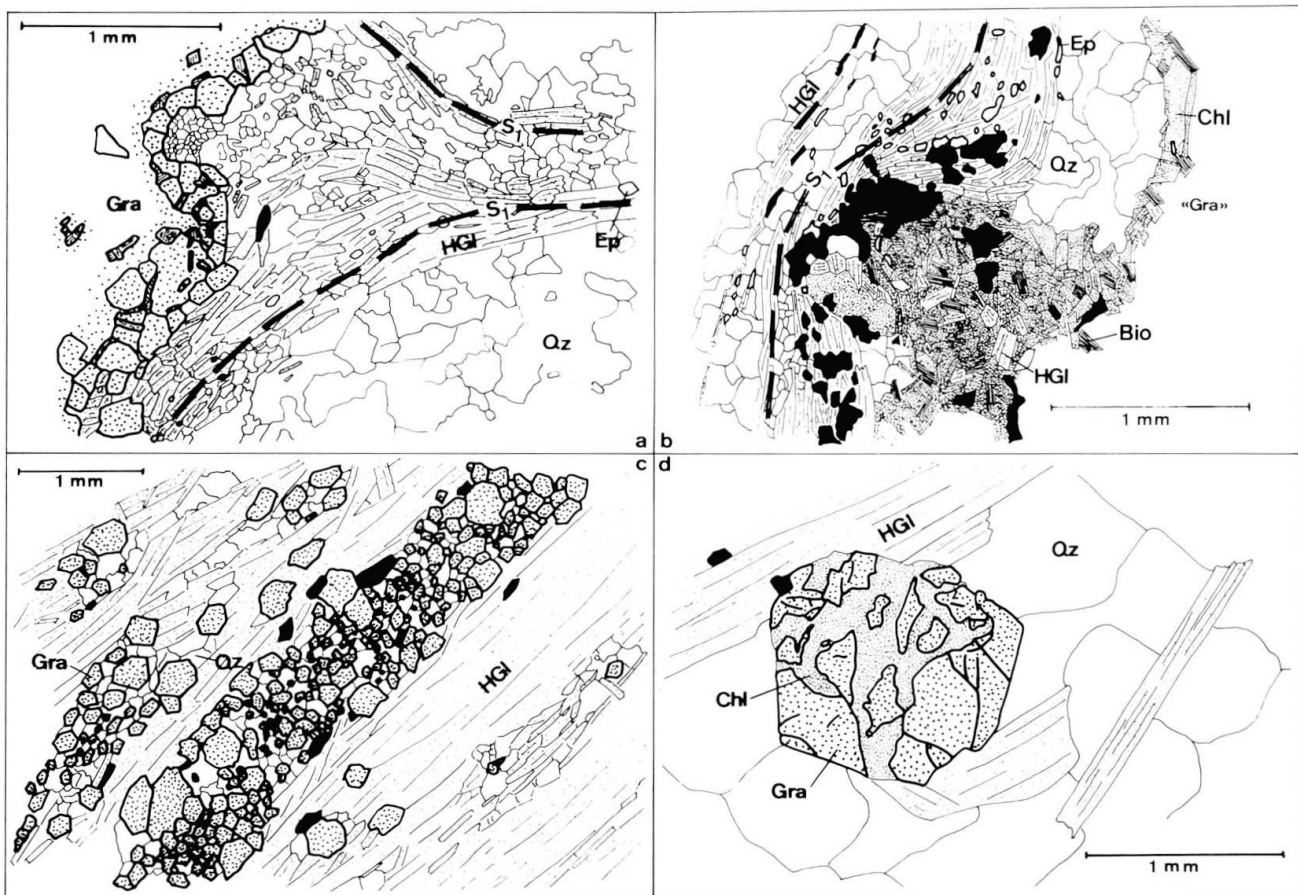


Abb. 2 Alpine Metamorphose der Metapelite der Fedozserie. Höhere Fedozserie: a) präalpiner Granat und Schieferung S1; b) postkinematische Zersetzung eines präalpinen Granates. Tiefere Fedozserie: c) alpine Granate und Schieferung S1; d) postkinematische Zersetzung eines alpinen Granates. Abk: HGl: Hellglimmer, Gra: Granat, Qz: Quarz, Chl: Chlorit, Bio: Biotit, Ep: Epidot

Aufgrund der facing direction der F1-Falten kann für diese Deformationen ein Ostschiebung, der die Margnadecke auf den Malenco-Serpentinit überschob, angenommen werden. Die Margnadecke wurde dabei in zwei Grossfalten mit Basementkernen (Maloja- und Fora-Teildecke) gegliedert, zwischen die reduziertes Permomesozoikum in eine enge, weiträumige Synklinale eingefaltet wurde (Sedimentzug b). Die mesozoischen Sedimente im Hangenden der Margna-Decke (Sedimentzug a) bilden ein mächtiges, nach Westen offenes Synklinorium, das die Margna-Decke mit der darüberliegenden unterostalpinen Sella-Decke verbindet.

Eine weitere, süd- bis südwestvergente Faltungsphase (F2) überprägte die F1-Strukturen. Die Falten sind in tektonisch höheren Lagen als Krenulation, in Kontaktnähe zum Malenco-Serpentinit sehr eng bis isoklinal ausgebildet. Die Bildung einer Achsenebenenschieferung konnte nicht beobachtet werden. Die Überschiebungsfläche zwischen Margna-Decke und Malenco-Serpentinit wurde durch diese Phase grossräumig verfaultet

und bildet eine nach Westen abtauchende Antiform (Profil B). Die F2-Falten werden am Bergell-Ostrand von der Intrusion abgeschnitten (PERETTI, 1985), sind also Ausdruck einer präbergellischen Rückfaltungsphase.

Eine dritte Faltungsphase (F3) verfaultete nochmals den bereits F2-verfaulteten tektonischen Kontakt zwischen Malenco-Serpentinit und Margna-Decke durch offene, ostvergente Falten. F3 ist innerhalb des Malenco-Serpentinit als grossräumige Wellung und in tektonisch höheren Bereichen der Margna-Decke als Kinkung ausgebildet.

### 5. Alpin metamorphe Überprägung der Margna-Decke

Basement und mesozoische Sedimentbedeckung der Margna-Decke sowie der Malenco-Serpentinit sind zweiphasig metamorph überprägt. Auf die Kontaktmetamorphose der Bergeller Intrusion, die sich im westlichen Teil des untersuch-

ten Gebietes manifestiert, wird hier nicht eingegangen.

Eine prograde Metamorphose begleitete die Deformation F1. Die mit der Hauptschieferung gebildeten, synkinematischen Mineralparagenesen zeigen Metamorphosebedingungen der oberen Grünschieferfazies an. Radiometrische Altersbestimmungen an Mineralien der Platta-Decke (DEUTSCH, 1983; PHILIPP, 1982) und der Margna-Decke (JÄGER, 1973) ergaben Oberkreidealter. Deckenbildung, Isoklinalfaltung und Überschiebung der Margna-Decke auf den Malenco-Serpentinit sind also zeitlich in die Oberkreide zu stellen.

Die Deformationen F2 waren von einem syn- bis postkinematischen, retrograden Mineralwachstum begleitet. Die entstandenen Mineralparagenesen belegen mittlere Grünschieferfazies.

In Abb. 2 ist die alpin metamorphe Überprägung der Metapelite der Fedozserie dargestellt. Die Fedozserie kann in zwei kartierbare Einheiten unterteilt werden: Die Höhere Fedozserie (Abb. 2a, b) besteht aus gebänderten, massigen Granat-Glimmerschiefern, häufig reich an grobkörnigen (1 cm), präkinematischen Granatklasten. Alpin gebildete Granate fehlen. Die Bänderung ist akzentuiert, mit zahlreichen, eingeschalteten Marmor- und Kalksilikatbändern.

Abb. 2a zeigt den Druckschatten eines präalpinen, leicht zersetzten Granates. Die alpine Schieferung S1 wird durch Hellglimmer abgebildet und läuft um die Granatklasten herum. In Abb. 2b ist die Schieferung S1 an einem erzeichen Aggregat aus uneingeregelter Chlorit, Hellglimmer und Biotit gebrochen. Bei diesem Aggregat handelt es sich um einen postkinematisch zersetzten, präalpinen Granat.

Die Tiefere Fedozserie (Abb. 2c, d) ist eine monotone, leicht gebänderte Abfolge von Granat-Glimmerschiefern mit vereinzelt, eingeschalteten Marmoren und Amphiboliten.

Abb. 2c zeigt feinkörnige, alpin gebildete Granate. Die idiomorphen Körner sind in Bahnen parallel zur Schieferung S1 angeordnet. In Abb. 2d ist die postkinematische Zersetzung eines alpin kristallisierten Granates in Chlorit dargestellt.

Die postkinematische Zersetzung der präalpin und alpin gebildeten Granate kann in Gesteinen, die während der Faltungphase F2 durchbewegt wurden, beobachtet werden. Begleitet wurde diese Rekristallisation von einer syn- bis postkinematischen Albitblastese, die am Kontakt zum Malenco-Serpentinit sehr ausgeprägt sein kann. Die Albitblasten zeigen in F2-Faltenkernen eine leicht undulöse Auslöschung.

Die Intensität der Albitblastese und der retrograden Überprägung ist räumlich unregelmässig verteilt und also nicht direkt von der tektonischen

Tiefe, sondern eher von der Intensität der F2-Deformationen und der Quantität und Qualität der fluiden Phasen abhängig.

## 6. Schlussfolgerungen

Die Margna-Decke besteht aus einem kontinentalen, variskisch geprägten Basement. Die mesozoische Sedimentbedeckung zeigt Affinitäten zum unterostalpinen Ablagerungsraum.

Die Deckenbildung und die Überschiebung auf den Malenco-Serpentinit erfolgte durch einen Schub aus Osten. Diese eoalpinen Deformationen waren von einer prograden Metamorphose unter Bedingungen der oberen Grünschieferfazies begleitet.

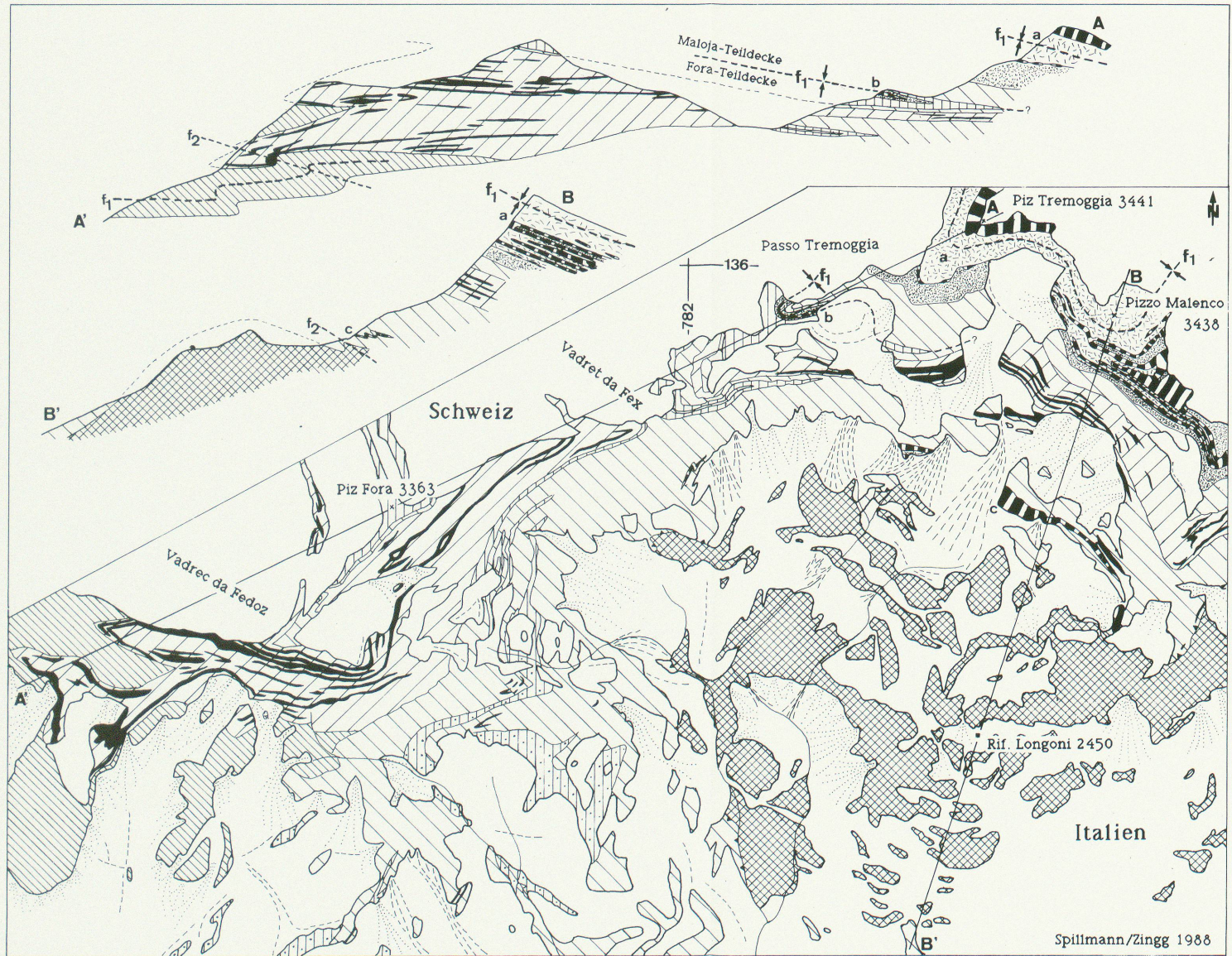
Eine präbergellische Rückfaltungsphase überprägte die eoalpinen Strukturen durch offene, süd- bis südwestvergente Falten. Die syn- bis postkinematische Albitblastese und die retrograde Überprägung des reliktschen präalpinen sowie des alpinen Mineralbestandes zeigen, dass diese Deformationen unter Metamorphosebedingungen der mittleren Grünschieferfazies abliefen.

Ostvergente Falten führten zu einer weiteren Verfaltung der Überschiebungszone zwischen Margna-Decke und Malenco-Serpentinit.

## Literaturverzeichnis

- DEUTSCH, A. (1983): Datierung an Alkalamphibolen und Stilpnomelan aus der südlichen Platta-Decke (Graubünden). *Eclogae Geol. Helv.* 76, 295-308.
- GUNTTLI, P. und LINIGER, M. (in Vorb.): Präalpine und alpine Metamorphose in der Margna-Decke. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*
- JÄGER, E. (1973): Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung. *Eclogae Geol. Helv.* 66/1, 11-21.
- LINIGER, M. und GUNTTLI, P. (1988): Bau und Geschichte des zentralen Teils der Margna-Decke. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 68/1, 41-54.
- MONTRASIO, A. (1984): The "Lanzada-Scermendone Zone": An Ophiolitic Unit of Continental Affinity in the Southern Rhaetic Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 64, 111-129.
- PERETTI, A. (1985): Der Monte del Forno-Komplex am Bergell-Ostrand: Seine Lithostratigraphie, alpine Tektonik und Metamorphose. *Eclogae Geol. Helv.* 78, 23-48.
- PHILIPP, R. (1982): Die Alkalamphibole der Platta-Decke zwischen Silsersee und Lunghinpass (Graubünden). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 62, 437-455.
- STAUB, R. (1946): Geologische Karte der Bernina-Gruppe 1:50'000. Spezialkarte Nr. 118, Schweiz. Geol. Komm.
- TROMMSDORFF, V. und NIEVERGELT, P. (1986): The Bregaglia (Bergell)-Iorio Intrusive and its Field Relations. *Mem. geol. soc. It., Vol. 26* (1983).





# Geologische Karte der Gipfelgruppe Piz Fora - Piz Tremoggia - Pizzo Malenco

Masstab der Karte: 1:22000

Masstab der Profile: 1:28000

Kartenausschnitt in tektonischer Skizze angegeben

## Quartär

- Schuttfächer nass
- Schuttfächer trocken
- Moränenwälle

## Strukturen

- Achsenebenenspur
- Synklinale
- Antiklinale

## Malenco-Ultramafite

- (Diopsid-Olivin)-Antigorit-Schiefer

## Margnadecke

permomesozoische Sedimentbedeckung:

- kieslige Kalkschiefer
- feinkörnige Dolomitmarmore, vereinzelt Rauhwacken
- Chlorit-Heilglimmerschiefer, vereinzelt karbonathaltig

Basement:

- Fora-Gneis
  - Hellglimmer-Augengneis
  - Zweiglimmer-Augengneis
- Fedozer Gabbro
  - Amphibol-Chlorit-Albit-Zoisit-Schiefer
- Tiefere Fedozserie
  - Granat-(Biotit)-Chlorit-Heilglimmerschiefer
  - grobkörnige (Tremolit)-Calcitmarmore
- Höhere Fedozserie
  - massige Granat-(Biotit)-Chlorit-Heilglimmerschiefer
  - grobkörnige Calcit-Marmore und Kalksilikatfelse

Spillmann/Zingg 1988



Leere Seite  
Blank page  
Page vide

**G. Thierrin-Michael** (Fribourg): *Römische Amphoren aus Schweizer Fundorten - Mineralogische und chemische Untersuchungen zur Klärung ihrer Herkunft.*

### 1. Was sind Amphoren? Warum sind naturwissenschaftliche Untersuchungen nötig?

Diese Arbeit entspringt der archäokeramischen Forschungsrichtung des Mineralogisch-petrographischen Institutes der Universität Freiburg/Schweiz. Amphoren sind grobkeramische Behälter, die zum Transport von Wein, Öl, Fischsauce und noch einigen anderen Nahrungsmitteln dienten. Man kann sie die Einwegverpackungen der Antike nennen. Als Zeugen vergänglicher Handelsware stiessen die Amphoren in den letzten Jahrzehnten auf grösseres Interesse, als Fragen zur Handels- und Wirtschaftsgeschichte an Bedeutung gewannen. Ein Abriss verschiedener Aspekte mit Literaturhinweisen ist u.a. bei PEACOCK und WILLIAMS (1986) sowie TSCHERNIA (1986) zu finden. Die Herkunft der Amphoren spielt dabei eine wichtige Rolle. Sie kann aber mit den klassischen archäologischen Methoden (Typologie, Epigraphie, makroskopische Ansprache usw.) oft nicht ausreichend bestimmt werden.

Ein Beispiel dafür sind Weinamphoren vom Typ Dr. 2-4, die im 1./2. Jh. n.Chr. praktisch im gesamten Mittelmeerraum in sehr ähnlicher Form hergestellt wurden. Mit Hilfe naturwissenschaftlicher Methoden sollte die Herkunft von Proben aus Schweizer Fundorten geklärt werden. Vom «naturwissenschaftlichen» Standpunkt aus tauchten in diesem Zusammenhang grundsätzliche Fragen auf, wie die nach Homogenität der Amphoren und nach möglicher Kontamination durch die Bodenlagerung (THIERRIN-MICHAEL, 1987).

### 2. Methoden und Probenmaterial

Die angewandten Methoden sind hauptsächlich Polarisationsmikroskopie und Röntgenfluoreszenzanalyse (WDS). Damit wurden 120 Amphorenscherben, meist Dr. 2-4, aus Augst (n = 60), Avenches (n = 52) und Vidy (n = 8) analysiert (Abb. 1). Vergleiche dieser Proben aus Schweizer Fundorten mit vorwiegend italischen Referenzgruppen erlaubten dann in vielen Fällen die erwünschte Herkunftszuweisung. «Referenzgruppe» bezeichnet eine Serie von Proben («Referenzproben») gleicher, bekannter Herkunft, was hier meist den Ort einer römischen Amphorentöpferei bedeutet. Etwa 400 Referenzproben, darunter 270 italische, wurden untersucht, z.T. in Zusammenar-

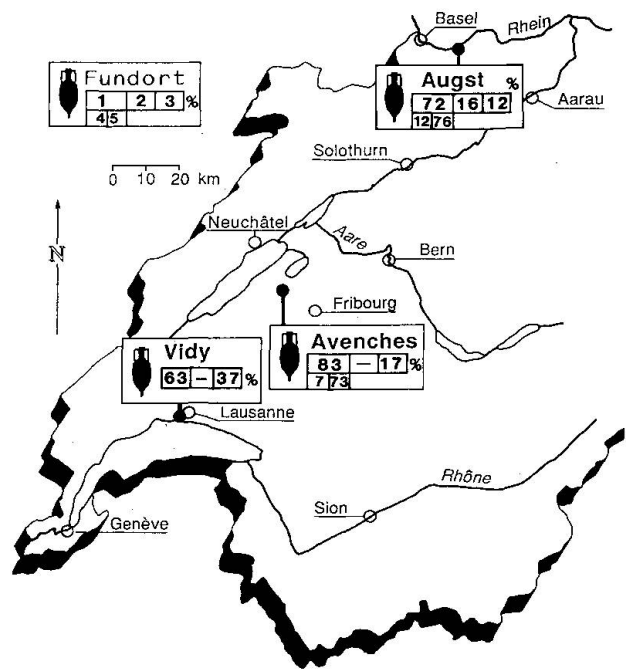


Abb. 1 Die Fundorte der untersuchten Amphoren. Eingerahmt ist das Ergebnis der Herkunftsbestimmung, in Prozentanteilen angegeben: italisch allgemein (1), ausseritalisch (2) und nicht bestimmt (3); für die italischen Proben (= 100%) wurde weiter unterschieden zwischen Etrurien (4) und Südlatium/Kampanien (5). Bei Vidy wird wegen der geringen Probenzahl nicht unterteilt.

beit mit anderen Forschern. So stehen jetzt für Italien 11 petrographisch und chemisch gut charakterisierte Referenzgruppen zur Verfügung (Abb. 2; HESNARD et al., 1988; THIERRIN-MICHAEL, 1989). Allerdings gibt es auch darunter einige Gruppen, deren kleine Probenzahl keinesfalls für die gesamte Produktion einer Töpferei repräsentativ sein kann. Leider konnte bisher nicht mehr Probenmaterial zur Erweiterung dieser Referenzgruppen gefunden werden.

### 3. Amphoren aus Albinia und Pompeji als Beispiel

Die Herkunftszuweisung stützt sich gleichermaßen auf die petrographische wie die chemische Analyse. Aus Gründen der Übersicht werden die beiden Methoden aber im Folgenden zunächst getrennt behandelt.

#### 3.1. Petrographische Ansprache

Aus dem Vergleich mit den verfügbaren Referenzgruppen ergibt sich für zwei Schweizer Probengruppen eine frappante Übereinstimmung mit

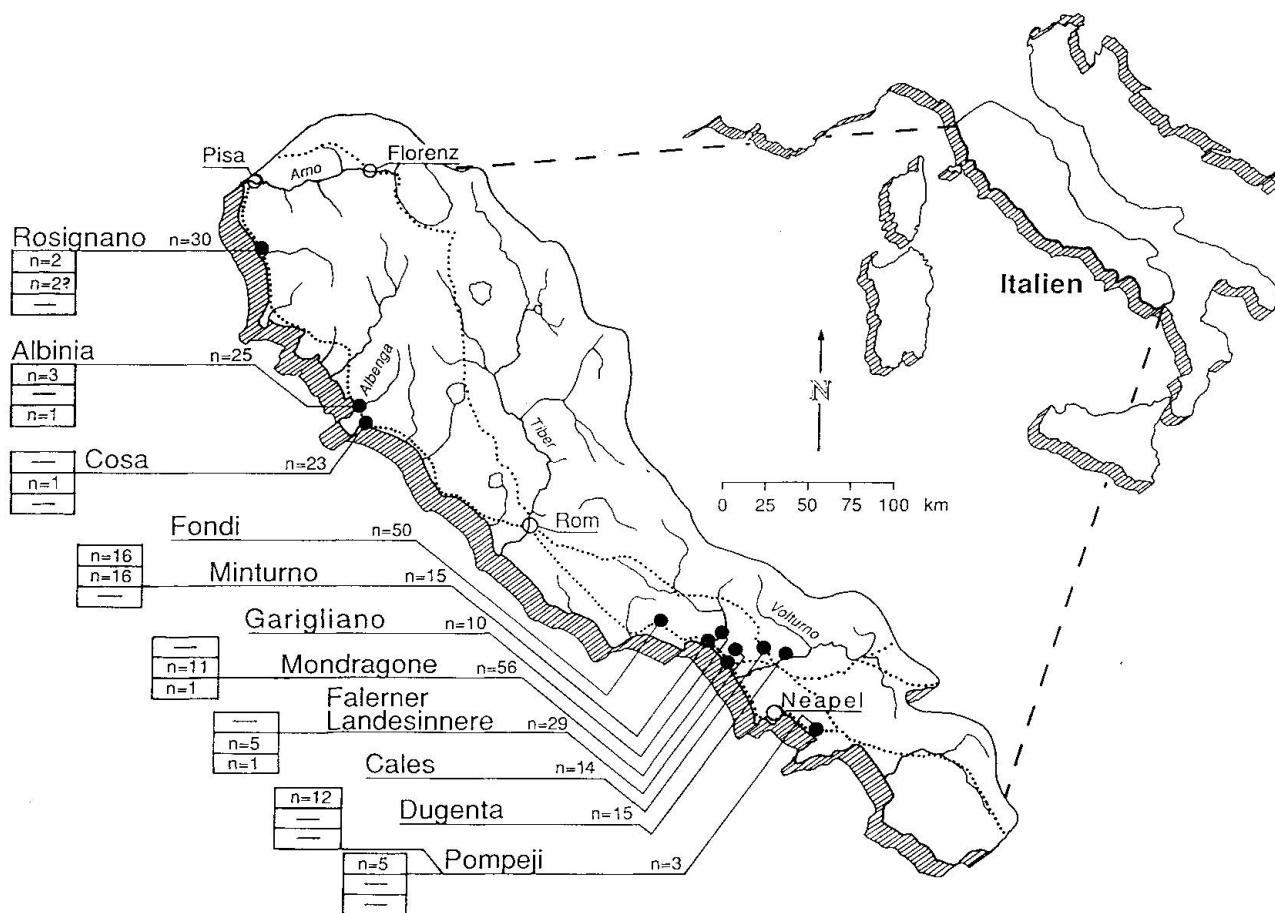


Abb. 2 Die elf verwendeten italienischen Referenzgruppen mit Probenzahl.

Eingerahmt jeweils die Anzahl Proben aus Schweizer Fundorten, die einer Referenzgruppe zugeordnet werden konnten: die obere Zahl gilt für Augst, die mittlere für Avenches, die untere für Vidy. Das Fragezeichen bei den beiden Avencher Proben unter Rosignano bedeutet, dass ihre Zuweisung nicht ganz eindeutig ist. Gepunktet sind wichtige Römerstrassen eingetragen.

zwei Referenzgruppen. So sind drei Proben aus Augst und eine Probe aus Vidy durch besonders auffällige Poren gekennzeichnet. Die Magerung besteht vorwiegend aus Kalk und silikatischen Gesteinsfragmenten. Weniger häufig tritt Sanidin auf, Klinopyroxen ist nur akzessorisch zu finden, andere vulkanische Magerung fehlt. Die Referenzgruppe Albinia hat genau diese Merkmale!

Weiter fallen fünf Augster Proben auf, die fast ausschliesslich vulkanische Magerung besitzen (Gesteinsfragmente mit meist ophitischer Struktur, Klinopyroxen, Sanidin, Melanit, d.h. gelbbrauner Granat, Olivin, Plagioklas, Biotit, braune Hornblende). Sie zeigen eine ausgeprägte Porenstruktur. Damit stimmen sie in allen Punkten mit der Referenzgruppe Pompeji (sogenannte «Eumacchi») überein.

Der mikroskopische Befund weist also auf Albinia bzw. Pompeji als Herkunft für diese Proben hin.

### 3.2. Chemische Zusammensetzung

Die chemische Analyse bestätigt für diese Proben das mikroskopische Resultat. Schon auf bimodalen Variationsdiagrammen zeigt sich die Übereinstimmung der Schweizer Proben mit den beiden Referenzgruppen. In Abb. 3 setzt sich Albinia mit im Vergleich niedrigen Zr-Werten, Pompeji mit relativ hohen Sr-Werten von den meisten übrigen Referenzgruppen ab. Die mikroskopisch ausgeschiedenen Proben fallen jeweils in die Variationsbereiche von Albinia und Pompeji. Doch schlies-

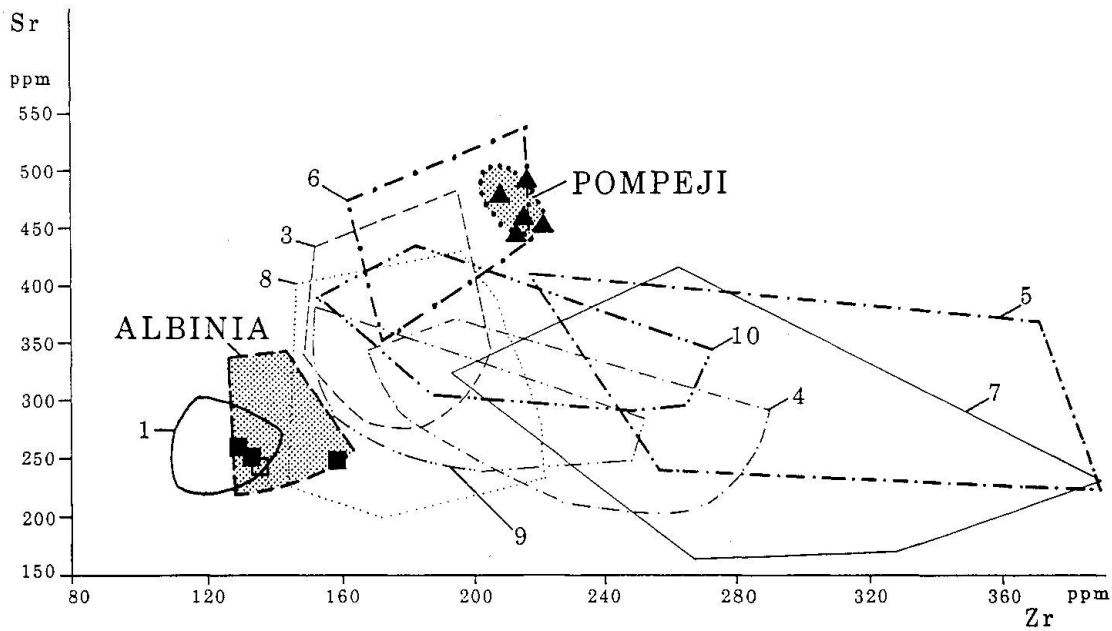


Abb. 3 Variationsdiagramm Sr-Zr mit den elf italienischen Referenzgruppen; die Streubereiche für Albinia und Pompeji sind gerastert. Gefüllte Quadrate: Proben aus Augst, die auch mikroskopisch Albinia zuzurechnen sind; offenes Quadrat: Probe aus Vidy, die mikroskopisch zu Albinia gehört; Dreiecke: Proben aus Augst, die mikroskopisch ebenfalls zu Pompeji passen.  
 1 = Rosignano; 3 = Cosa; 5 = Minturno; 6 = Garigliano; 7 = Mondragone; 8 = Falerner Landesinnere; 9 = Cales; 10 = Dugenta

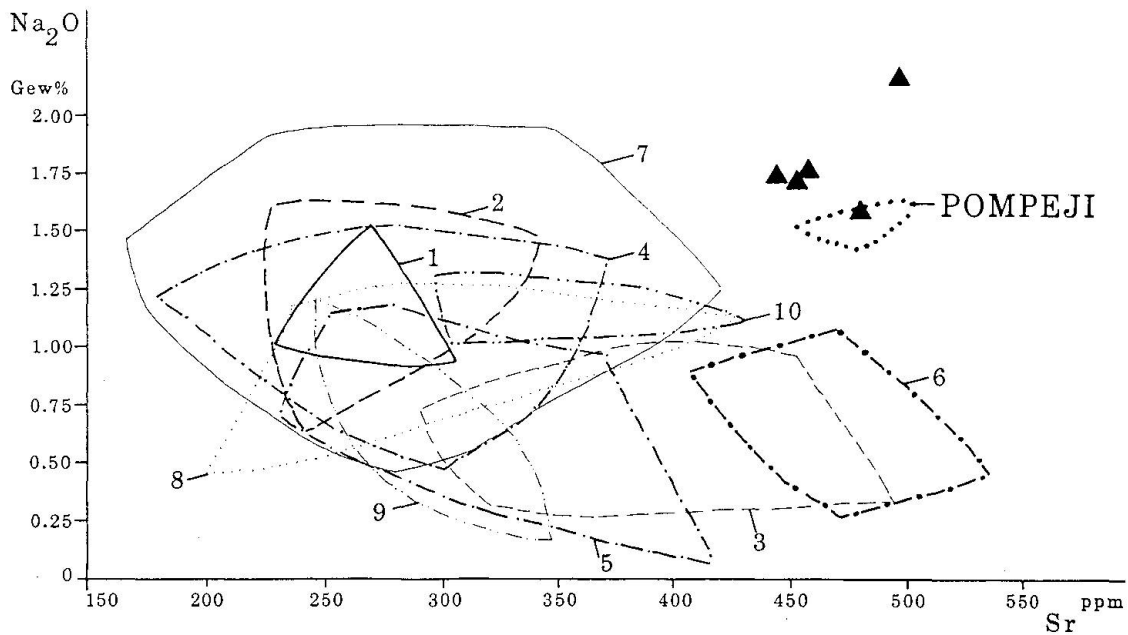


Abb. 4 Variationsdiagramm Na<sub>2</sub>O-Sr mit den italienischen Referenzgruppen. Pompeji setzt sich klar von den übrigen Gruppen ab. Bezeichnung der Referenzgruppen und Zeichen siehe Abb. 3; zusätzlich 2 = Albinia.

sen die verbleibenden Überlappungen eine sichere Zuweisung hier noch aus. In Abb. 4 ist Pompeji ganz vom Überlappungsbereich der italienischen Gruppen getrennt. Die Augster Proben folgen dem Trend zu hohen Na<sub>2</sub>O- und Sr-Gehalten, liegen aber nicht alle innerhalb des Feldes, das von den Referenzproben umschrieben wird. Dies ist ver-

ständig, wenn bedacht wird, dass diese Referenzgruppe aus nur drei Proben besteht (Abb. 2), also zu den vorne erwähnten Gruppen gehört, deren geringe Probenzahl keine Repräsentativität garantiert.

Auf beiden Abbildungen ist eine starke Überlappung der italienischen Referenzgruppen zu erken-

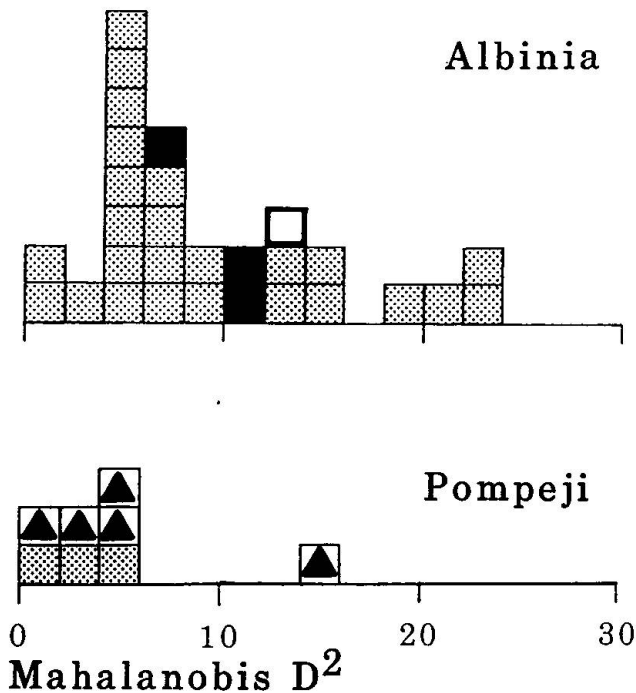


Abb. 5 Histogramme der Mahalanobisdistanzen für Albinia (a) und Pompeji (b). Jedes Quadrat stellt eine Analyse dar. Die Schweizer Proben liegen bis auf eine Ausnahme innerhalb der Gruppennorm! Zeichen siehe Abb. 3.

nen. Dies gilt allgemein für bimodale Variationsdiagramme, weshalb eindeutige Zuweisungen auf diesem Weg recht selten gelingen. Mit multivariaten Diskriminanzanalysen lässt sich sehr viel schneller eine Zugehörigkeit zu bestimmten Gruppen feststellen. Hier wurde das Programm BMDP7M (DIXON und BROWN, 1979) eingesetzt, um die Mahalanobisdistanzen aller Proben zueinander zu errechnen (PICON, 1984). Dabei wurden in unserem Fall 16 Variablen eingegeben und 12 davon vom Programm als «diskriminierend» in die Berechnung einbezogen (Ni, Fetot als  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , Zr, Rb,  $\text{Na}_2\text{O}$ , CaO, MnO,  $\text{Si}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$ , Zn; mit abnehmender «Diskriminierungskraft»). Abb. 5a, b hält das Ergebnis für die neun hier besprochenen Proben fest. Mit einer Ausnahme liegen ihre Mahalanobisdistanzen innerhalb der durch die Referenzgruppe abgesteckten Variationsbreite. Für Pompeji stossen wir wieder auf die mengenbedingt geringe Repräsentativität. Albinia hingegen zeigt die erwartbare Verteilung für eine als homogen zu wertende Gruppe.

Mikroskopischer Befund und chemische Analyse decken sich also in ihrer Aussage. Wir können somit annehmen, dass die besprochenen neun Scherben sehr wahrscheinlich den Amphorentöpfereien von Albinia und Pompeji entstammen!

Bei der Bestimmung der übrigen Schweizer Proben wurde analog vorgegangen. Leider gelang

nicht in allen Fällen eine so einwandfreie Zuordnung. Dies ist auf lückenhaftes Referenzmaterial (Abb. 2) und auf z.T. inhomogene, statistisch schlecht abgesicherte Referenzgruppen zurückzuführen. In besonderem Masse gilt dies für ausseritalische Amphoren.

#### 4. Gesamtbeurteilung

Die untersuchten 120 Proben werden im Rahmen einer Doktorarbeit ausführlich diskutiert (THIERRIN-MICHAEL, 1989) und in Zusammenarbeit mit Archäologen publiziert. Hier wird ein Überblick der vorliegenden Ergebnisse in geraffter Form vorgestellt.

Von 120 Proben wurden 90 (75%) als *italisch* identifiziert, 10 (8%) konnten *ausseritalischen Provenienzen* zugeordnet werden, während die restlichen 20 (17%) *nicht zu bestimmen* waren. Auf Abb. 1 ist die Verteilung in den drei Fundorten dargestellt. Dort sind für Augst und Avenches auch die Proportionen innerhalb der *italischen Amphoren* angegeben. Diese Grobeinteilung liefert etwa vergleichbare Prozentzahlen für Augst und Avenches.

In Abb. 2 sind die *italischen Proben* gesondert jeweils ihrem Herkunftsbereich zugeordnet: Hier zeigen sich doch einige Unterschiede zwischen Augst und Avenches (Vidy wird wegen der geringen Probenzahl hier nicht besprochen). In Avenches fehlen Amphoren aus Albinia, die Gegend Rosignano ist nur mit zwei fraglichen Scherben vertreten, dafür findet man ein Stück, das aus Cosa stammt. Auch weiter südlich ergeben sich Differenzen. In Avenches stellt Mondragone und sein Hinterland (Falerner Landesinnere) eine starke Gruppe, im Gegensatz zu Augst, wo wir dafür Amphoren aus der Region Pompeji haben. Jedoch treffen wir sowohl in Augst als auch in Avenches eine grosse Gruppe an, die aus der Umgebung von Minturno stammt!

Für die *italischen Amphoren* besteht demnach in beiden Fundorten ein auffälliges Übergewicht zugunsten der südlicheren Provenienzen. Dieses Verhältnis ändert sich auch dann nur geringfügig, wenn angenommen wird, dass sämtliche «unbestimmt *italischen*» Stücke aus Etrurien stammen. Analysen an Weinamphoren älterer Siedlungen in Frankreich zeigen das umgekehrte Bild: hier herrschen *etrurische Amphoren* vor (HESNARD et al., 1988). Für die archäologische Interpretation ergeben sich daraus interessante Aspekte, da Südlatium und Kampanien Spitzenweine geliefert haben sollen, Etrurien dagegen nur Weine mittelmässiger Qualität (TSCHERNIA, 1986; HESNARD et al., 1988).

Allerdings müssen die Prozentwerte für Augst mit Vorbehalt betrachtet werden. Denn bei eingehenderer Bearbeitung des Fundmaterials, nach Abschluss der Probenauswahl für die vorliegende Untersuchung, kam die Archäologin zu dem Schluss, dass einige möglicherweise italische Typen nicht in der Analysenserie vertreten sind. Stichproben unsererseits - nur mikroskopische Analysen - bestätigen ihre Vermutung. Für Avenches hingegen gibt die Probenauswahl einen repräsentativen Querschnitt der vorhandenen italischen Typen wieder.

Die vorliegende Arbeit zeigt, dass mit naturwissenschaftlichen Methoden, i.e. Polarisationsmikroskopie und Geochemie, durchaus präzise Herkunftsbestimmungen möglich sind. Die Erfolgsaussichten sind dabei um so grösser, je mehr Referenzgruppen zur Verfügung stehen.

#### Verdankungen

Viele haben auf die eine oder andere Weise einen Anteil an dieser Arbeit. Ihnen allen sei hier gedankt. Besonderer Dank gilt Prof. M. Maggetti und dem Mineralogisch-petrographischen Institut, Universität Freiburg; Dr. M. Picon und seinen Mitarbeitern; den Archäologinnen Dr. S. Martin-Kilcher und S. Schupbach. Danken möchte ich auch Dr. F. Cambi, Prof. D. Manacorda, Prof.

T. Mannoni, Dr. E. Regoli, Prof. D. P. S. Peacock, Dr. D. F. Williams, Dr. I. Whitbread. Während zwei Jahren wurde diese Arbeit dankenswerterweise vom Schweizer Nationalfonds unterstützt (Projekt 1.155-0.85).

#### Literaturverzeichnis

- DIXON, W. J. und M. B. BROWN (1979): Biomedical Computer Programs P-Series. University of California Press, Los Angeles.
- HESNARD, A., M. RICO, P. ARTHUR, M. PICON und A. TSCHERNIA (1988): Aires de production des gréco-italiques et des Dr. 1. Actes du Colloque «Amphores romaines et histoire économique: une décennie de recherches» à Siena, 1986, Ecole française de Rome, im Druck.
- PEACOCK, D. P. S. und D. F. WILLIAMS (1986): Amphorae and the Roman economy: an introductory guide. Longman Archaeology Series, 239 p., New York.
- PICON, M. (1984): Le traitement des données d'analyses, PACT 10, 379-399.
- THIERRIN-MICHAEL, G. (1987): Römische Amphoren - Homogenität? Bodenlagerung? Kurzbericht Poster 62. Hauptversammlung der Schweiz. mineral. petrogr. Gesellschaft in Luzern, Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 67/3, 397.
- THIERRIN-MICHAEL, G. (1989): Römische Amphoren - Mineralogische und chemische Untersuchungen zur Klärung ihrer Herkunft und Herstellungsweise. Diss. Univ. Freiburg/Schweiz, in Vorbereitung.
- TSCHERNIA, A. (1986): Le vin de l'Italie romaine. Bibliothèque des Ecoles françaises d'Athènes et de Rome, 1ère série, fasc. 261, 410 p.



Leere Seite  
Blank page  
Page vide

**M. Kunz und Th. Armbruster** (Bern): *Atomare Auslenkungsparameter von Feldspäten mit unterschiedlichem Si/Al-Ordnungsgrad.*

Im Tetraedergestüt von Na/K-Feldspäten mit variablem Si/Al-Ordnungsgrad können die Aluminiumatome unterschiedlich auf vier symmetrisch unterscheidbare Positionen verteilt werden. Bei vollständiger Ordnung sitzen sie auf dem sogenannten T<sub>1</sub>O-Platz, während sie bei Unordnung statistisch auf alle möglichen vier Positionen verteilt werden. Bei Strukturbestimmungen mit Beugungsmethoden werden die Bindungslängen als Vektorsumme über alle symmetrisch äquivalenten Positionen gemittelt. Da die T-O-Bindungslänge für Al-O resp. für Si-O um 0.14 Å variiert, kann die gemessene Bindungslänge als Mass für die Al/Si-Ordnung verwendet werden.

Einen ähnlichen Effekt kann man an den gemessenen atomaren Auslenkungsparametern (=«Temperaturfaktoren») beobachten. Da eine Si/Al-Unordnung als statistische Verteilung der Tetraedersauerstoffe auf zwei um 0.14 Å voneinander entfernte Plätze verstanden werden kann, müssten gemessene Auslenkungsparameter ungeordneter Strukturen grösser sein, als solche geordneter Feldspäte.

Dies wurde an einem aus der Literatur erstellten Datensatz von 44 mit anisotropen Auslen-

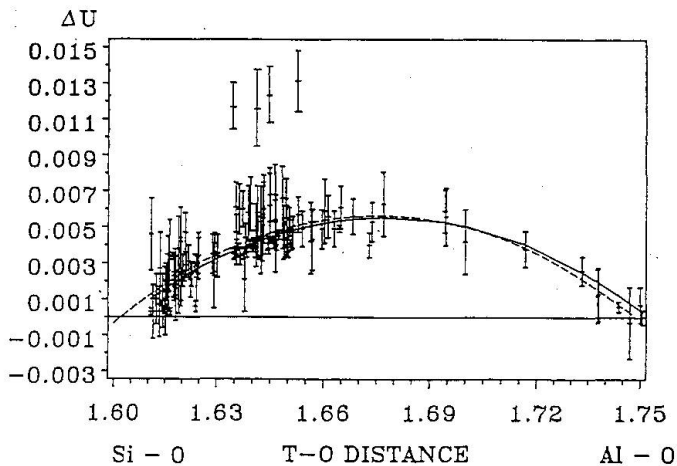


Abb. 1 Darstellung der mittleren <math>\langle T-O \rangle</math>-Bindungslängen gegen <math>\langle \Delta U \rangle</math>. Jede Position steht für ein Tetraeder. Die gestrichelte Linie repräsentiert eine quadratische Funktion durch die beobachteten Werte, während die ausgezogene Linie dem theoretischen Modell entspricht.

kungsparametern ( $\beta_{ij}$  oder  $U_{ij}$ ) verfeinerten Na/K-Feldspatstrukturen überprüft. Es wurde die Differenz zwischen Sauerstoff- und T-Auslenkungsparameter entlang dem Bindungsvektor gebildet und jeweils über ein Tetraeder gemittelt ( $\langle \Delta U \rangle$ ).

In der Tat zeigte sich eine quadratische Beziehung zwischen  $\langle \Delta U \rangle$  und mittlerer <math>\langle T-O \rangle</math>-Bindungslänge.

Diese Beziehung wurde nach der von CHANDRASEKHAR und BÜRGI (1984) angewandten Methode modelliert. Die dafür nötigen Randbedingungen für die Endglieder

$\langle \Delta U \rangle [Al-O] = 0.0005 \text{ \AA}^2$ ;  $\langle \Delta U \rangle [Si-O] = 0.001 \text{ \AA}^2$ ) wurden dem gesammelten Datensatz entnommen.

Die Modellsimulation führt zur Beziehung:

$$\langle \Delta U \rangle = -2.8108 + 3.3564 \cdot (T-O) - (T-O)^2.$$

Wie Abb. 1 zeigt, fallen beobachtete Werte und theoretisches Modell gut aufeinander. Einzig zwei Eifel-Sanidinstrukturverfeinerungen (WEITZ, 1972) fallen als Ausreisser auf. Andere Eifel-Sanidine (GERING, 1985; PHILLIPS and RIBBE, 1973) passen aber gut ins Modell. Leider sind in der Publikation von WEITZ zu wenig experimentelle Details angegeben, so dass das Abweichen nicht eruiert werden konnte.

Die beobachteten Werte werden durch eine quadratische Funktion, welche diese Ausreisser nicht beinhaltet, beschrieben:

$$\langle \Delta U \rangle = -2.9389 + 3.515(155) \cdot (T-O) - 1.05(45) \cdot (T-O)^2.$$

Will man diese Methode für Plagioklase anwenden, so ergibt sich keine gute Übereinstimmung mit einem theoretischen Modell. Die Plagioklasstrukturen weisen schon bei kleinem Anorthitgehalt submikroskopische Verwachsungen von Anorthit und Albit auf. Reiner Anorthit ist insofern problematisch, als bei Raumtemperaturstrukturen immer Antiphasengrenzen beobachtet werden.

#### Literaturverzeichnis

- CHANDRASEKHAR, K. und BÜRGI, H.B. (1984): Acta Cryst. B 40 387.  
 GERING, E. (1985): Silizium/Aluminium-Ordnung und Kristallperfektion von Sanidinen, Dissertation Institut für nukleare Festkörperphysik, Karlsruhe, KfK 3984.  
 PHILLIPS and RIBBE (1973): Amer. Min. 58, 263.  
 WEITZ, G. (1972): Z. f. Kristallogr. 136, 418.

**H.W. Kobe** (Auckland): *Petrography of orbicular granitoids in the Separation Point Batholith, NW Nelson, New Zealand.*

The Separation Point Batholith of Cretaceous age, consisting predominantly of porphyritic and equigranular granite, is traversed by aplitic, pegmatitic and some melagranitic dikes. It contains several occurrences of orbicular fabric in the coastal outcrops N of, and also inland SW of Motueka, NW Nelson. Components which cause fabric inhomogeneity, such as alkali-feldspar phenocrysts, biotite clusters and orbicules (xenoliths being extremely rare) may be concentrated locally. The quantity of orbicules at each locality ranges from a few to a tightly packed aggregate, with their individual size varying from a few to over 20 cm in diameter. Their granitic matrix is usually more inhomogeneous than the main rock.

Orbicules consist of a spheroidal or squarish core alone, or with one to several more or less distinct concentric shells. Cores of alkali-feldspar are very rare, of biotite clusters more common, and of mosaic or spherically radiating aggregates of plagioclase most abundant. Shells consist (a) of a thin (cm) or thick (several cm) rim of alkali-feldspar (with small radially arranged quartz rods) or (b) of alternating concentrations of feathery plagioclase and radiating (sometimes finally tangential) biotite and magnetite, the dark components forming also the outermost shell.

The granitic matrix may locally contain abundant fragments of orbicules. An accumulation of orbicules and biotite clots appears to be most pronounced at or in the vicinity of contacts between two types of granite. Occasionally the fabric of orbicular granite and the adjacent common granite may be gneissoid parallel to the contact; also biotite enrichment along the contact to orbicular granite is observed in some localities.

The process of orbiculation appears to be singular, as only one or two fragments of orbicular shells were seen to be coated by a feldspar shell, and nowhere was fusion of two orbicules by envelopment in a common outer shell observed.

These characteristics suggest an igneous formation of orbicular fabric under disequilibrium and often quite dynamic conditions near the contacts of granitic magma with earlier, already more consolidated granitic phases, while dykes are the latest, crosscutting features.

#### Reference

KOBE, H.W. (1989): *Petrography of orbicular granitoids in the Separation Point Batholith, NW Nelson, New Zealand.* New Zealand Journal of Geology and Geophysics (in press).

**D.O. Mason und H.W. Kobe** (Auckland): *Fe-Cu-(Zn) Sulphide deposits associated with ophiolites in Northland (New Zealand).*

The obducted tholeiitic to alkaline ocean-floor basalts of the Cretaceous to lower Tertiary Tangihua massifs in Northland are accompanied by massive sulphide deposits of Fe, Cu (Zn, Pb) ([Ni, Co]) in a hematitic siliceous, argillaceous and rarely calcareous matrix.

These tectonically disrupted ophiolites consist of basaltic pillow lavas, dolerite dykes and plutonic gabbroic phases. However, effects of halmyrolysis and hydrothermal alteration leading to the segregation of the local metalliferous concentrations are often obscured by subsequent low grade metamorphism (zeolites and greenschist assemblages) (BROTHERS, 1983).

At Purua, the Fe-Cu sulphides and Fe-Ti oxides occur in vesicular basalts, while at Pupuke, Pakotai and Parakao the sulphide concentrations are rather associated with the intercalated sediments, multicoloured shales (often tuffitic), hematitic radiolarian cherts, micaceous and calcareous sandstones.

The primary metalliferous minerals—as disseminations, vein fillings and massive lenses—are hematite, magnetite, ilmenite, pyrite (py), marcasite (ms), pyrrhotite (po), chalcopyrrhotite (?), linnaeite (?), chalcopyrite (cp), idaite, bornite (bn), chalcocite, covellite (cv), sphalerite (sl), galena (gn) and rare undetermined phases, as well as related secondary minerals. They are present—often in several generations—as (1) idiomorphic crystals (py, ms, quartz, po, gn), (2) colloform crusts and spherulitic aggregates (sl, py, ms, cp, silica), (3) dendritic, arborescent growth (sl, gn, py, ms, carbonate), (4) irregular masses, often finely layered (cp, bn, sl, cv, py, ms), (5) "exploded" crystals and spherulites (py, ms infilled with cp).

Ubiquitous shearing and brecciation as well as plastic deformation document the rather dynamic conditions, persistent from the original precipitation by sea-floor hydrothermal solutions, slumping down flanks of seamounts, ridges and chimneys, to the tectonic emplacement by obduction, and the recent slumping during erosion of the Tangihua massifs.

All the observed features correspond to fossil and recent seafloor environmental conditions as described in the literature for the formation of hydrothermal massive sulphide deposits (f.ex. OUDIN et al., 1981).

#### References:

BROTHERS, R.N. (1983): *Tertiary Accretion of Ophiolite*

Seamounts, North Island, New Zealand. Terra Sic. Publ. Tokyo, 307-318.

MASON, D.O. and KOBE, H.W. (1989): Fe-Cu-(Zn) sulfide deposits associated with ophiolites in Northland, N.Z.: A summary. Roy. Soc. N.Z. (in prep.).

ODIN, E., PICOT, P., POUIT, G. (1981): Comparison of sulphide deposits from the East Pacific Rise and Cyprus. Nature 291, 404-407.

In Memory of Prof. R.N. Brothers († May 30, 1988)

**M. W. Schmidt** (Zürich): *Präherzynische Ophiolite in der Zone von Bellinzona.*

In der Zone von Bellinzona treten bis zu 800 m mächtige Boudins auf (Ganna Rossa, 15 km östlich Bellinzona), die als Relikte einer ozeanischen Kruste interpretiert werden.

Sie bestehen aus einer Harzburgitlinse, welche von Amphiboliten umschlossen wird. Die Geochemie der Amphibolite zeigt MORB-Charakteristika. Im Harzburgit treten Plagioklasit- und Rodingitgänge auf. Letztere lassen sich auf Ferrogabbros zurückführen, da sie Fe-Ti-Oxid-Domänen enthalten. Metakarbonate, die am Rand mit dem Peridotit verschert sind, können als Ophicalcite interpretiert werden.

Die tektonische Entwicklung lässt sich in herzynische und alpine Phasen gliedern.

1. Platznahme der Ophiolite in den Gneisen der Zone von Bellinzona, Boudinage der Peridotite unter Bildung von  $s_1$ , welche parallel zu der Stoffbänderung  $s_0$  ist.

2. Intrusion grosser (100er m) granitoider Körper, welche dem Herzynikum zugeordnet werden. Diese zeigen diskordante Kontakte und enthalten Gneisschollen, die  $s_1$  zeigen.

3. Alpine Deformation und Metamorphose der Gneise und Granitoide in drei Phasen:

3.a Präamphibolitfazielle (eoalpine) Isoklinalfaltung  $f_2$ ;

3.b Amphibolitfazielle Überprägung (Lepontinische Metamorphose);

3.c Scherzonen mit Scherfalten  $f_3$  und  $f_4$ , die sich mit der Rücküberschiebung (unt. Amphibolitfazies) und der Blattverschiebung (Grünschieferfazies) an der Insubrischen Linie korrelieren lassen.

Die p-T-Bedingungen der lepontinischen Regionalmetamorphose wurden in Lithologien des Ophiolithkomplexes bestimmt. Die Temperaturabschätzung wurde über die Paragenesen Fo-En-Chl-Spi (Harzburgit, Black-Walls) und Gr-Cpx-Vesuvian-Clintonit-Zoisit-Spi (Rodingite), sowie mit Gr-Bt-Thermometrie (Black-Wall) vorgenommen. Die Druckabschätzung ergibt sich aus Sill-Dist, Antoph-Tc-En-Adern und der Paragenese An-Gr-Sill-Qz. Für den Metamorphosehöhepunkt wurden 700-750°C und für den Druck 6.5-8.5 kbar bestimmt.

**F. von Blanckenburg** (Zürich) und **I.M. Villa** (Pisa): *Die Stellung der Ar-Amphibolitalter in der PT-Schleife des westlichen Tauernfensters.*

Hornblende K-Ar,  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$ , Biotit und Phengit K-Ar- und Rb-Sr-Alter werden als Zeitmarken auf die bekannte PT-Schleife für die Hornblendegarbenschiefer des westlichen Tauernfensters plaziert. Die maximalen Temperaturen der alpinen Metamorphose, bei der die Garbenschieferparagenesen equilibrierten, betragen 500-570°C an den drei untersuchten Lokalitäten.

Während die K-Ar Alter der tschermakitischen Hornblendens zwischen 17 und 37 Ma schwanken, zeigen zwei randlich angewachsene Ränder eines fast kaliumfreien cummingtonitischen Amphiboles überhöhte Alter von 120 Ma. Diese hohen Alter wie auch die Schwankung der Hornblendealter wird hervorgerufen durch Exzess-Argon, welches möglicherweise bei einem frakturenbildenden Deformationsereignis im Gestein zirkulierte und bei der Verheilung dieser Frakturen in Flüssigkeitseinschlüssen konzentriert wurde. Das Exzess-Argon wird identifiziert und korrigiert durch (i) K-Ar Isochronen kogenetischer Hornblendens und Cummingtonite; (ii) typische Sattelspektren bei der schrittweisen  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  Entgasung.

Nach der Korrektur für Exzess-Argon ergibt sich folgende Alterssequenz: Phengit Rb-Sr (20 Ma) > Hornblende K-Ar (18 Ma) > Phengit K-Ar (15 Ma) > Biotit K-Ar, Rb-Sr (13.3 Ma) > Apatit Spaltspur (7 Ma). Aus der eindeutig tieferen Schliesstemperatur für diese Hornblendens als für Phengit Rb-Sr folgt, dass sich diese Sequenz von der aus anderen Umgebungen und Mineralien anderer Chemie unterscheidet. Ausserdem zeigen Korrelationen zwischen Anomalien im Ca/K Spektrum bei der schrittweisen Entgasung und Tieftemperaturschritten mit  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  Altern bis zu 10 Ma eine Abhängigkeit zwischen Mikrostruktur und Ar-Retentivität.

Die Anwendung des Schliesstemperaturkonzeptes ergibt folgende Schlussfolgerungen: (i) Alle Alter von zwei gleichtemperierten Lokalitäten verjüngen sich nach Westen hin um ca. 1 Ma, was auf eine westgerichtete Kippung des Tauernfensters während der Hebung hinweist. (ii) Auf dem PT-Pfad ergeben die Alter abnehmende Hebungsraten von 3.6 mm/a vor 20 Ma bis 0.1 mm/a heute. (iii) Die Verwendung publizierter Schliesstemperaturen für Hornblende (520°C) und Biotit (320°C) ergibt eine extrapolierte Schliesstemperatur für Phengit Rb-Sr von 550°C. Dies bedeutet, dass die prograde temperaturbetonte Metamorphose in diesem tektonischen Stockwerk des Tauernfensters bis ca. 20 Ma andauerte.

**H. Fischer** (Zürich): *Ist die Zuverlässigkeit der Glaukonit-K-Ar-Alter primär von der Lithologie abhängig?*

Glaukonitproben aus den drei tektonisch und lithologisch verschiedenen Einheiten des Jura, des Molassebeckens und der Helvetischen Decken lieferten unterschiedliche Altersabweichungen im Vergleich mit der Biostratigraphie. Signifikante Unterschiede zwischen numerischen und biostratigraphischen Altern ergaben Glaukonite aus tektonisierten Kalken und Grünsanden der Helvetischen Decken. Die Verjüngung basiert auf partiellem  $^{40}\text{Ar}$ -Verlust, verursacht durch die Rekristallisation der Glaukonitkörner (FISCHER, 1985).

Die meta-allothigen, d.h. aus Biotit entstandenen Glaukonite aus dem Muschelsandstein der Oberen Meeresmolasse ergaben im Gegensatz dazu zu hohe Altersdaten. Diese resultierten aus dem ererbten Ar der unvollständig glaukonitisierten Biotitkörner. Biotitrelikte sind in Dünnschliff-Präparaten leicht zu beobachten (FISCHER, 1987).

Die untersuchten Glaukonite aus dem Jura-Mergel des Unteren Oxfordian lieferten die zuverlässigsten K-Ar-Alter im Vergleich mit der Biostratigraphie. Die auf der Oberfläche vorhande-

nen Risse sind ein Hinweis für den authigenen Ursprung dieser Glaukonite (FISCHER und GYGI, 1987).

Diese unterschiedlichen Ergebnisse zeigen, dass, abgesehen von Röntgenuntersuchungen, morphologischen Studien und chemischen Analysen, insbesondere Dünnschliff-Untersuchungen an Glaukonit-Präparaten unerlässlich sind für die Auswahl von potentiellen Proben für die Datierung.

Letztlich zeigen die Untersuchungen deutlich die Problematik von Glaukonit-Datierungen. Der direkte Vergleich des Chronometers Glaukonit mit synsedimentären, vulkanischen Hochtemperatur-Mineralien wie Hornblende, Sanidin und Zirkon drängt sich geradezu auf, um die Zuverlässigkeit von Glaukonit schlüssig zu überprüfen.

#### Literaturverzeichnis

- FISCHER, H. (1985): Grenzen der K-Ar-Datierung an Glaukoniten im Pilatusgebiet (Helvetikum). *Eclogae geol. Helv.*, 78/2, 221-233.
- FISCHER, H. (1987): Excess K-Ar ages of glauconite from the Upper Marine Molasse and evidence for glauconitization of mica. *Geol. Rdsch.*, 76/3, 885-902.
- FISCHER, H. und GYGI, R.A. (1987): Glauconite K-Ar dating of ammonite subzones in an Oxfordian succession, Northern Switzerland. *Abstract. Terra cognita*, 7/2, 329.

### Symposium Rawil-Zermatt

Samstag, 8. Oktober 1988 (Exkursion 9. bis 11. Oktober)

Die Beiträge erscheinen zusammen mit dem Exkursionsführer in SMPM 69/2 (1989).