

**Zeitschrift:** Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen =  
Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie  
**Band:** 73 (1993)  
**Heft:** 1

**Vereinsnachrichten:** Bericht über die 67. Hauptversammlung der Schweizerischen  
Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Basel = 67.  
annual meeting of the Swiss Society of Mineralogy and Petrology in  
Basel

### **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:** 12.01.2026

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

## **Bericht über die 67. Hauptversammlung der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Basel**

1./2. Oktober 1992

### **67. annual meeting of the Swiss Society of Mineralogy and Petrology at Basel**

October 1/2, 1992

#### **Zusammenfassungen der Vorträge und Poster**

#### **Abstracts of short communications and posters**

**H. Béarat** (Fribourg):

*La peinture murale Gallo-Romaine de Dietikon: Contribution de la Minéralogie appliquée à l'étude de tels matériaux archéologiques.*

*The Gallo-Roman wall paintings of Dietikon: Application of mineralogy to studying archeologic material.*

Une étude minéralogique et physico-chimique a été effectuée sur les couches picturales et sur le mortier des fragments de peinture murale d'une villa gallo-romaine à Dietikon. Les techniques analytiques utilisées sont: la microscopie optique et électronique à balayage, la diffractométrie et la fluorescence des rayons X ainsi que la spectrométrie infrarouge.

Les pigments identifiés dans cette villa (à part le minium qui, à notre connaissance, n'a pas été identifié en forme unique ailleurs dans cette peinture romaine) sont caractéristiques de la peinture murale romaine provinciale: du bleu égyptien, de la calcite (ou de la craie), de la cendre, du cinabre, de la goethite (ou de l'ocre jaune), de l'hématite (ou de l'ocre rouge), de la kaolinite, de la suie, des terres vertes ainsi que des mélanges de ces pigments.

Comparés à ceux qui ont été identifiés ailleurs, ces pigments se sont montrés quasi-identiques à ceux de Vindonissa et légèrement différents de

ceux des autres sites romains. Cela témoigne probablement d'un atelier de peinture dans cette région et dont le centre reste à localiser.

Quant aux techniques d'application de ces pigments, elles peuvent également caractériser un atelier donné. Dans notre atelier, ce sont les cas de l'adjonction de certains produits comme les cristaux de calcite, les morceaux de verre pile ou le bleu égyptien, l'application des couches picturales superposées ou polissage de ces couches.

Nous constatons trois types de mortier utilisés comme support pour cette peinture: type (I) est entièrement calcaire qui a des cristaux de calcite comme inclusions; type (II) hydraulique qui a des tuileaux pilés comme inclusions et type (III) dominant qui a des grains du sable de rivière comme inclusions.

Des liens ont été observés entre l'application d'un pigment donné et la nature de son support (*intonaco* ou mortier) ou la présence d'une sous-couche d'autre couleur. Ce sont les cas du cinabre, de l'hématite et des terres vertes. On a aussi observé que le mortier hydraulique a été appliqué dans des endroits assez humides (hypocauste ou extérieur). L'usage des pigments chers, à priori importés, comme le cinabre, le minium, le bleu égyptien et la terre verte, est assez limité.

Les couleurs obtenues par l'application de ces pigments sont d'un ton fort en général et d'un degré de saturation important. Cela reflète,

compte tenu du vieillissement des couches picturales et du séjour prolongé dans le sol, une peinture de bonne qualité au départ.

**R. Bollin** (Freiburg i.Üe.):

*Geochemie und seltene Erden (SE) der Paragneise (Biotit- und Feldspatknottengneise) der Silvrettedecke (Kanton Graubünden/Schweiz).*

*Rare earth geochemistry of paragneisses (biotite- and feldspar-knot-gneisses) of the Silvretta nappe (Grisons/Switzerland).*

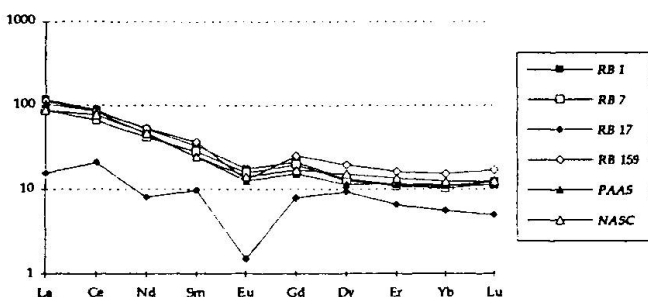


Abb. 1 Vergleich: Lithologien der Silvrettedecke (RB 1 = Feldspatknottengneis, RB 7 = Biotitplagioklasgneis; RB 17 = Muskovitplagioklasgneis; RB 159 = Augengneis Typ Tschuggen) mit postarchaischen Metasedimenten aus Amerika (NASC = North American Shale Composite) und Australien (PAAS = Post Archean Australian Shist) (TAYLOR und McLENNAN, 1985).

Das Untersuchungsgebiet ist der schweizerische Anteil der polymetamorphen ostalpinen Silvrettedecke. Das Interesse galt folgenden Lithologien: Biotitplagioklasgneise, Plagioklasknottengneise (Knoten > 2 mm), Mikroplagioklasknottengneise (Knoten < 2 mm), Muskovitplagioklasgneise und Augengneise Typ Tschuggen (gilt als Orthogneis).

Biotitplagioklasgneise, Plagioklasknottengneise und Mikroplagioklasknottengneise können als ehemalige Sedimente (IMEOKPARIA und EMOFURIETA, 1991) charakterisiert werden. Es gibt keine Hinweise auf vulkanodetritisches Material. Die Lithologien der ursprünglichen Sedimente reichen von Sandsteinen, Arkosen, Grauwacken bis zu Peliten (FONTEILLES, 1976; THÉLIN, 1983; GARCIA et al., 1991).

Biotitplagioklasgneise und Mikroplagioklasknottengneise sind zu 90–95% ehemalige Grauwacken. Die Primärablagerungen der Feldspatknottengneise reichen von Sandsteinen über Grauwacken bis zu Semipeliten. Die Knotenbildung der Feldspatknottengneise ist demnach unabhängig von der Lithologie.

In den Wechsellagerungen der Paragneise eingelagerte Muskovitgneise und der Augengneis vom Typ Tschuggen lassen sich als Metagranite charakterisieren. Es sind rhyodazitische-dazitische Gesteine (WINCHESTER und FLOYD, 1976). Nach PEARCE et al. (1984) fallen sie ins Feld der VAG (Volcanic Arc Granite) und untergeordnet ins syn-COLG-(syn-collision-Granite-)Feld.

Chondritnormalisierte Modelle von weltweit zusammengetragenen Daten archaischer- und postarchaischer Metasedimente im Vergleich mit den Paragneisen der Silvrettedecke zeigen eine verblüffende Übereinstimmung mit postarchaischen Metasedimenten aus Amerika (NASC = North American Shale Composite) und Australien (PAAS = Post Archean Australian Shist) (TAYLOR und McLENNAN, 1985, Abb. 1).

Das Alter der Paragneise dürfte nach dem Gehalt an seltenen Erden viel älter sein als bisher angenommen (kambrisch, GRAUERT, 1969). Sie wurden postarchaisch abgelagert. Charakteren der seltenen Erden im Vergleich mit Daten der verschiedenen geologischen Zeitepochen der Krustenentwicklung der Erde (TAYLOR und McLENNAN, 1985) deuten auf ein Ablagerungsalter des unteren Proterozoikums (2,5–1,7 Mia. Jahre) und untergeordnet auf das obere Proterozoikum (1,7–0,6 Mia. Jahre). Älteste bis heute bestimmte Kristallisationsalter von Zirkonen der Paragneise der Silvrettedecke zeigen 1,9 Mia. Jahre (GRAUERT, 1969).

- FONTEILLES, M. (1976): Thèse d'état-Uni. Paris, 2 vol.  
 GARCIA, D., COELHO, J. und PERRIN, M. (1991): Eur. J. Mineral. 3, 401–414.  
 GRAUERT, B. (1969): Fortschr. Miner. 59, Beiheft 1, 54–56.  
 IMEOKPARIA, E.G. und EMOFURIETA, W.O (1991): Chem. Erde 51, 39–54.  
 PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. und TINDLE, A.G. (1984): Journal of Petr., Vol. 25, part 4, 956–983.  
 TAYLOR, S.R. und McLENNAN, S.M. (1985): The continental crust: its composition and evolution; Blackwell, Oxford.  
 THÉLIN, P. (1983): Thèse de doctorat; Université de Lausanne.  
 WINCHESTER, A. und FLOYD, P.A. (1976): Earth Planet. Sci. Lett. 28.

**J. Brugger** (Fribourg):

*Les lentilles à andalousite du Pischa, Grisons/CH.*  
*The andalusite lenses of Pischa, Grisons/Switzerland.*

Le Pischahorn est un sommet de 2979 m situé à l'est de la station de Davos (Grisons, Suisse) sur le flanc nord du Flüelatal. Il est constitué de gneiss polymétamorphes appartenant à la nappe Austro-alpine supérieure de la Silvretta.

La présence au sein de la nappe de la Silvretta de grands cristaux d'andalousite (> 20 cm!) a attiré depuis fort longtemps l'attention des naturalistes (GRAMMAN, 1899).

Les cristaux d'andalousite sont pauvres en faces (prisme {110} predominant, parfois pinacoïde {001}, très rarement bipyramide {111}); ils sont enrobés dans une gangue de quartz, et associés à de l'albite et à de la muscovite, très rarement à de l'ilménite. SPAENHAUER (1933) signale la tourmaline et le corindon comme constituants rares des lentilles. Le diagramme de poudre des andalousites révèle la présence de diaspore, boehmite, muscovite et paragonite, quatre phases issues de l'altération de l'andalousite.

Les lentilles à andalousite occupent des positions structurales variées:

- corps boudinés concordants par rapport à la schistosité principale varisque  $S_2$ ,
- fractures lors du boudinage de corps compétants (quartzite, lentille calco-silicatée) – «symetric foliation boudinage» au sens de PLATT et al. (1980),
- lentilles discordantes par rapport à la schistosité  $S_2$ ; un individu recoupe un pli tardif ( $F_3$  de FLISCH, 1987).

D'après ces observations, les lentilles se sont mises en place dans un contexte dynamique en extension, lors d'une phase tardive de l'histoire varisque (post- $D_3$ ).

Les lentilles à andalousite sont confinées dans les unités de paragneiss, et sont particulièrement abondantes dans micaschistes. Au sein de la roche, l'andalousite apparaît toujours liée à la staurolite. La déshydratation de la staurolite suffirait à produire la totalité de l'andalousite observée. Le chimisme (contenu phengitique, teneur de fluor) de la muscovite primaire des lentilles ne se distingue pas de celui de la muscovite des micaschistes. Les lentilles à andalousite de la Silvretta représentent un exemple de production et de mobilité (au moins à l'échelle métrique) d'un fluide saturé par rapport à  $Al_2SiO_5$  dans un contexte de métamorphisme régional.

Le chemin pression-température est difficile à établir précisément en l'absence de mesure géothermométrique dans les lentilles. La présence de corindon et l'absence de paragonite primaire suggèrent une température élevée (> 450 °C). Une seule lentille contenant de la cyanite a été trouvée. Contrairement à de l'idée de SPAENHAUER (1933) et FLISCH (1987), la cyanite est plus ancienne que l'andalousite.

FLISCH, M. (1987): Teil 1: Geologische, petrographische und isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des Silvrettakristallins. Teil 2: Die Hebungs-

geschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. Unpubl. Thesis, University of Berne, Switzerland.

GRAMMAN, A. (1899): Über die Andalusitvorkommen im rhätischen Flüela- und Scalettagebiet und die Färbung der alpinen Andalusite. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. Zürich, Jahrg. 44.

PLATT, J.P., VISSERS, M.L.M., (1980): Extensional structures in anisotropic rocks. Journal of Structural Geology, vol. 2, N° 4, 397–410.

SPAENHAUER, F. (1933): Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 13, 323–346.

### Massimo Chiaradia (Fribourg):

*The Scheelite-skarn of Salanfe: Fluid evolution and genetic hypothesis* (see also p. 41–51 this issue).

The scheelite-skarn of Salanfe is situated in a series of paragneiss with intercalations of meta-carbonates and quartzites of probable Pre-Cambrian age. Its formation is strictly related to the "in situ" (?) emplacement of a leucogranite coming from the diatexis of portions of a biotitic orthogneiss unit adjacent to the paragneisses (Late Variscan).

Skarn building stages can be subdivided in this way:

1) metamorphic skarn characterized by the crystallization of salitic pyroxene (+ quartz, calcite, feldspar);

2) ore skarn which can be further subdivided in two substages:

a) prograde substage characterized by the crystallization of Fe-salitic to hedenbergitic pyroxene, scheelite, danburite and first deposition of sulphides and gold;

b) retrograde substage characterized by the substitution of pyroxene by retrograde parageneses (see below) and deposition of abundant sulphides, Fe-oxides and of second generations of scheelite and gold.

The retrograde substitution of pyroxene occurs with the formation of two well defined parageneses:

- calcite-hematite-quartz, close to the marble;
- chlorite-epidote-amphibole-green biotite-quartz, apart from the marble.

The mineral associations present in the different stages of skarn formation allow to define the fluid evolution ( $O_2$ ,  $CO_2$ ,  $S_2$ ) by activity-activity and temperature-activity diagrams. The obtained values show an high variability in the fluids features both in time and space. This seems to indicate a limited volume of fluid circulation: by this way fluids were not able to impose completely their character on the highly variable premetasomatic lithologies.



Various geochemical and mineralogical (apatite concentrations) anomalies suggest the possible presence of syn-sedimentary metal (W, Au, V, Zn, As) protoconcentrations in the paragneiss series. Microprobe analyses on biotites of the paragneiss reveal that they are often enriched in W (more than 500 ppm!). For this element we can imagine a mechanism of concentration in the sediments by adsorption on the clay fraction.

The association of the anomalous elements (W, Au, V, P, As) is typical of an exhalative activity (e.g. the Waiotapu geothermal field, New Zealand). This activity could be the primary responsible for the anomalous metal contents in the paragneiss series. The absence of true exhalites and even of metavolcanics as well as the "dilution" of the anomalies all along the sequence suggest that metals were introduced in the paragneiss series after chemical and/or physical transport from the source area.

**D. Fontignie, B.B. Hannan et J.-G. Schilling** (Genève, San Diego, Rhode Island):

*Géochimie isotopique des basaltes de la ride médio-océanique dans l'Atlantique Sud: dénombrement et caractères des points chauds.*

*Isotope geochemistry of mid ocean ridge basalts from the South Atlantic: number and characteristics of hot spots.*

Cette présentation discute des résultats des analyses isotopiques strontium et néodyme, mesurées sur des basaltes récoltés le long de la ride médio-Atlantique, depuis l'Equateur jusqu'à 45°S, les dragages étant effectués tous les 20 km environ.

Les résultats précédemment obtenus sur les éléments majeurs, sur les traces ainsi que sur les isotopes du plomb, ont déjà fait l'objet de communications.

Les grandes hétérogénéités du manteau, mises en évidence grâce aux isotopes du plomb, se trouvent pleinement confirmées avec les nouveaux résultats isotopiques strontium et néodyme.

L'Atlantique Sud se caractérise par la présence de chéneaux, connectant la ride avec des plumes situées à l'ouest de celle-ci et parfois distantes de plus de 1000 km. La ride sert ainsi d'exutoire partiel aux produits de la plume. Les points chauds observés (Sainte Hélène, Tristan, Gough, Circe, etc.) présentent des signatures isotopiques très distinctes qui se retrouvent dans les compositions des basaltes produits au niveau des chéneaux. Les compositions observées sont cependant plus complexes que de simples mélanges

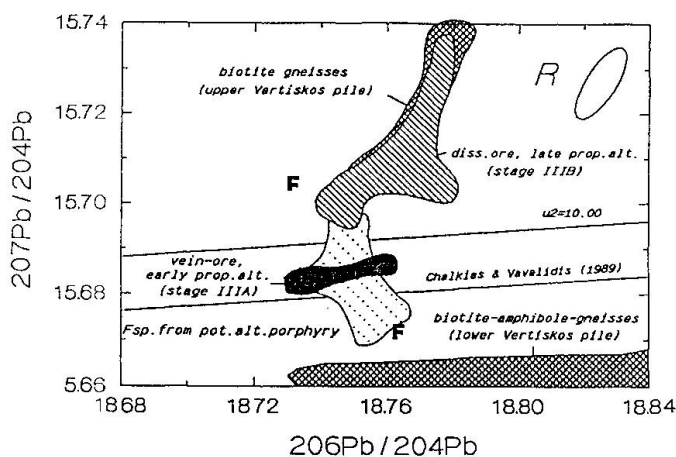
binaires asthénosphère-plume, en raison de la présence d'un troisième terme. Celui-ci résulte probablement d'une dispersion radiale ancienne des plumes de Tristan et de Sainte Hélène.

Outre ces anomalies isotopiques, la ride présente également des anomalies d'élévation au niveau des chéneaux. L'importance de celles-ci et la longueur de l'anomalie géochimique ont pu être mises en relation avec les distances aux points chauds. Enfin, les profils des anomalies sont bien plus irréguliers que ceux observés lorsque les points chauds sont situés sur la ride (cas de l'Islande, par exemple).

**R. Frei (Zürich, Bern):**

*Inherited crustal components in the porphyry copper style mineralization of Skouries, Northern Greece; implications from combined Pb-Sr isotopic results.*

The syenite porphyry of Skouries intruded the Serbomacedonian Massif (SMM) of Northern Greece 19 Ma ago. The porphyry belongs to a series of intrusives which were emplaced during an extensional tectonic phase in the NE Chalki-



**Fig. 1**  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram of whole rocks, ore minerals, feldspars and vein-fluids (F) from the Skouries porphyry copper deposit. Three distinct fields can be distinguished, i.e. a field defined by feldspars from the syenite porphyry and two ore data fields characterized by sulfides deposited during the early and late propylitic alteration stages (IIIA and IIIB). Whole rock leads from the upper and lower Vertiskos pile are outlined for comparison. The Pb isotope signature of biotite gneisses is very similar to that of disseminated ore minerals suggesting that the former were the main Pb contributors during the alteration stage IIIB. "R" denotes the reproducibility of the NBS 981 Pb standard ( $n = 43$ ) during this study.

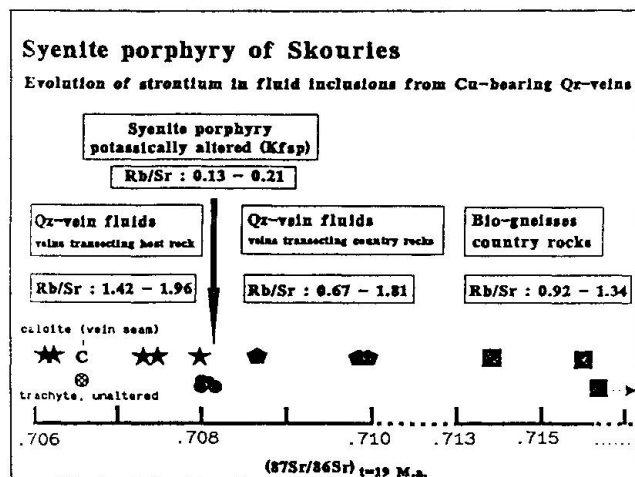


Fig. 2 Summary diagram showing the initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  values (corrected for the intrusion age of 19 Ma) of feldspars from the porphyry, of biotite gneisses from the surface and of fluids in quartz from qtz-sulfide veins within the porphyry and within the country rocks. The spread in the Sr isotope data from vein-fluids suggests a mixture of leached components from the porphyry and a component of deeper seated origin. The distinctly higher  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios in fluids from veins transsecting the country rocks relative to corresponding values from fluids in veins within the porphyry suggests contribution of radiogenic Sr from the biotite gneisses of the upper Vertiskos Fm.

diki peninsula during the Miocene and lies within the Pb–Zn, Sb, Bi and Mo dominated Serbomacedonian Metallogenic Province. A potassic alteration (stage II) is superimposed on the syenite porphyry and a typical porphyry copper style mineralization is associated with it. The mineralization is related to an early propylitic vein stage (stage mA), during which mainly chalcopyrite and pyrite were deposited. Veins transect the porphyry as well as the host country rocks of the so-called Vertiskos Fm. Disseminated sulfides (pyrite and chalcopyrite) were deposited during a late propylitic stage (stage IIIB) with incipient alteration of mafic components.

The lead isotopic similarity between intruded country rocks of the Vertiskos Fm. and the overall lead isotope pattern outlined by whole rock, feldspar and ore minerals from Skouries, together with its overall crustal affinity, suggests a major contribution, possibly assimilation, of country rocks from the Vertiskos Fm. at depth prior to the final emplacement. Results from Pb isotopic investigations further indicate that ore hosted in the early propylitic quartz-calcite veins contain a "magmatic" lead (identical to the feldspar lead) plus a lead component probably derived from the

intruded biotite gneisses prevailing in the upper metamorphic Vertiskos pile (Fig. 1). The lead isotopic analyses of fluids from inclusions within veins correspond to those of their host rocks. During the late stage propylitic alteration the upper part of the Vertiskos Fm. was the main contributor of lead.

From the results of the Sr isotopic study of vein-fluids it can be concluded, that the mineralizing fluid, from which most of the copper was deposited, is of "magmatic" origin and that Sr-isotopic contamination has taken place where these veins crosscut the country rocks. Surprisingly the initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios from vein-fluids from within the porphyry are even lower (0.7062–0.7079) than those of feldspars (0.7079–0.7082), thus indicating, that these fluids could ascend rapidly from deeper levels without reacting with the country rocks (Fig. 2).

Pb and Sr isotopes in mineralizing fluids have shown to be equally sensitive tracers to elucidate the hypogene leaching processes in the porphyry system of Skouries.

#### R. Gieré (Basel):

*Kristallchemie von metasomatischem Titanit aus der Adamello-Kontaktaureole (siehe Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 72/2, p. 167–177).*

*Crystal chemistry of metasomatic sphene from the Adamello contact aureole (see Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 72/2, p. 167–177).*

#### H.A. Gilg (Zürich):

*Geochronologie der polymetallischen Vererzungen der Cassandra-Minen, Chalkidiki, Nordgriechenland.*

*Geochronology of polymetallic ore formations from the Cassandra mines, Chalkidiki, Northern Greece.*

Die wirtschaftlich bedeutenden Pb–Zn(Ag–Au)-Vererzungen der östlichen Chalkidiki-Minen (Madem Lakkos und Mavres Petres) sind an regionalmetamorphe Marmore des Serbo-Mazedonischen Massivs gebunden und stehen in engem räumlichem Zusammenhang mit disseminierten und stockwerkartigen Kupfermineralisationen vom Typ «porphyry copper», Kupfer-Skarnen sowie mit tertiären subvulkanischen Intrusionen (Granodiorite, Quarzdiorit-Porphyre und Andesit-Porphyre).

K-Ar-Analysen von hydrothermaletem Muskovit der Kupfer-Vererzungen, Phlogopit der Skarne sowie Biotit der quarzdioritischen Porphyre ergeben übereinstimmende Alter zwischen 25 und 24 Ma und belegen eine enge zeitliche Verknüpfung der Mineralisationen mit den Porphyren. Die K-Ar-Modellalter von hydrothermalen Illiten aus den Pb-Zn(Ag, Au)-Verdrängungsvererzungen dagegen erscheinen deutlich jünger (23 bis 19 Ma). Altersbestimmungen an verschiedenen Korngrößen innerhalb einer Probe zeigen jedoch eine deutliche Verjüngung mit abnehmender Korngrösse, wobei die  $< 2 \mu\text{m}$ -Fraktion zum Teil deutlich jünger ist als die nicht alterierten andesitischen Porphyre, welche die Vererzungen durchschlagen. Die starke Korrelation zwischen Korngrößen-Verteilung und Alter von  $< \mu\text{m}$ -Fraktionen lässt auf diffusiven Argon-Verlust während der Abkühlung des Hydrothermal-Systems schliessen. Modell-Rechnungen sowie erste Rb-Sr-Daten belegen, dass die Pb-Zn (Ag, Au)-Erze im Zeitraum von ca. 25 bis 23 Ma, also zeitgleich mit den Kupfer-Mineralisationen, gebildet wurden und dass Abkühlungsraten nach der Lagerstättenbildung im Bereich von ca.  $40^\circ\text{C}/\text{Ma}$  vorherrschten.

K-Ar-Datierungen von hydrothermalen Illiten aus hochtemperierten Lagerstätten ( $> 300^\circ\text{C}$ ) in Kombination mit granulometrischen Untersuchungen lassen somit Aussagen über die Abkühlungsgeschichte von Erzlagerstätten zu.

**D. Goy-Eggenberger, G. Rumley and B. Kübler** (Neuchâtel):

*"Illite crystallinity", Scherrer width (SW) or FWHM: original analogue versus computerized measurements.*

"Illite crystallinity", Scherrer width (SW) or FWHM has been widely used as a metamorphic marker. It is important to say that the SW measurement is dependent of many technical parameters. Unfortunately, it is impossible to define "general rules or settings of diffraction" that could be applied to all laboratories.

Therefore, the recommendations of Kisch (1991) are no more suitable for the new generation of diffractometers, like the SCINTAG's XDS 2000 (with spectral Silicon detector (Kevex PSII), which eliminates the  $K\beta$  and the induced fluorescent background without a decrease of the  $K\alpha$  original intensity). The top intensity of the mica first peak is not lowered by the Ni-filter and the irradiated surface is not adjustable with the rotating specimen holder.

Fig. 1 This calibration gave us the following results:

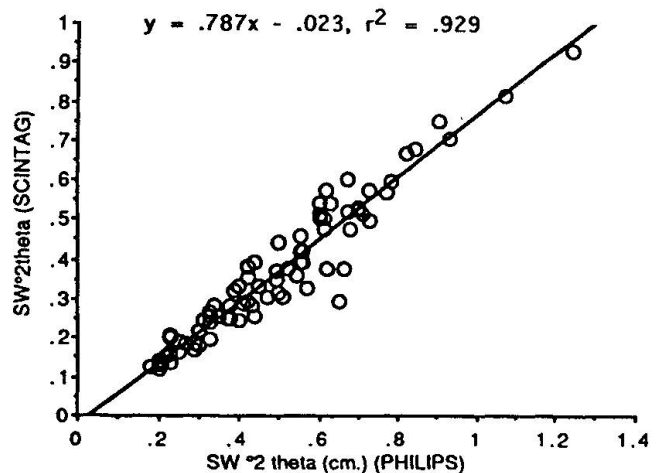


Figure 1 shows results of calibration measurements (85 samples) made on the PHILIPS 101 "analogue" diffractometer and on the SCINTAG XDS 2000 instrument. The samples were sedimented on glass plates ( $2.4 \times 4.8 \text{ cm}$ ) and air dried.

**W. Gutmannsbauer** (Basel):

*Über den Aufbau von Perlmutter und Perlen einiger perlenbildender Muscheln.*

*Structure of mother of pearl and pearls.*

Um die Strukturen einiger perlenbildender Muscheln und ihrer Perlen zu untersuchen, wurden folgende Verfahren angewandt: Röntgendiffraktometrie, Texturgoniometrie, Raster-Elektronenmikroskopie und Mikroskopie.

Um die Identität der Komponenten der Muschelschalen zu bestimmen, wurden routinemässig Röntgendiffraktionsaufnahmen der unterschiedenen Einheiten gemacht. Es wurden die Resultate anderer Autoren bestätigt, wonach die mineralischen Phasen Aragonit (Perlmutter-schicht) und Calcit (Prismenschicht) sind. Zudem wurde festgestellt, dass es Unterschiede in der Anordnung der Aragonitkristallite in Süss- und Salzwassermuscheln gibt. Dieser Sachverhalt wurde mit der Methode der Texturgoniometrie untersucht. Damit konnte gezeigt werden, dass die c-Achsen der Aragonit- wie auch der Calcitkristallite senkrecht auf der Muschelinnen- und -aussenseite stehen. Die a- und b-Achsen der Aragonitkristallite in den Salzwassermuscheln sind stärker parallel texturiert als diejenigen der Süsswassermuscheln. Auf Aufnahmen, die mit dem Raster-Elektronenmikroskop gemacht wur-

den, zeigen sich die meisten Aragonitkristallite mit pseudohexagonalem Umriss. Aufnahmen mit dem Texturgoniometer bestimmten die Kristallite als Einkristalle und nicht, wie häufig angenommen, als Drillinge. Möglicherweise ist es die organische Phase, welche die einzelnen Kristallite umhüllt und auch in ihrem Inneren vorhanden ist, welche die Kristallite dazu bringt, in dieser Form zu kristallisieren.

In Dünnschliffen von Perlen und Muscheln wurde folgendes beobachtet: wenn eine Calcit-schicht vorhanden ist, ist diese immer vor der Aragonitschicht auskristallisiert. Aufgrund dieser Beobachtung wird eine ganz neue Theorie des Muschelwachstums postuliert: Die Zellen eines Muscheltieres, welche die Schale absondern (Mantelzellen), sind einem Alterungsprozess unterworfen. Junge Zellen produzieren eine hydrophobe Haut, welche die Muschel aussen zum Schutz vor Abrasion und Feinden umgibt (Periostrakum). Erreichen die Zellen die zweite Stufe des Alterungsprozesses, produzieren sie Calcit. Die letzte Stufe wird durch den Wechsel der Zellen zur Aragonitproduktion eingeleitet.

Diese Theorie widerspricht der bis anhin angenommenen, nach welcher sich Calcit- und Aragonitlagen abwechseln können.

Für die Zuchtperlenproduktion ist die Kenntnis dieser Theorie insofern von Bedeutung, als dass die Herstellung von unverkäuflichen Calcitperlen unterbunden werden kann.

Mit Hilfe von Aufnahmen, die auf dem Raster-Elektronenmikroskop gemacht wurden, konnte die durchschnittliche Dicke der einzelnen Aragonitschichten (Perlmutterschichten) bestimmt werden. Bei den Muscheln mit dem schönsten Farbspiel der Perlmutterschicht bewegt sich die Dicke der Plättchen im Bereich der Wellenlänge des sichtbaren Lichtes (400 nm bis 700 nm). Die beobachteten Farben werden als reine Interferenzfarben interpretiert.

#### **D. Marquer et J.J. Peucat (Neuchâtel):**

*Comportement du système Rb-Sr dans les zones de cisaillement des granites à la transition schistes verts – amphibolite faciès: exemples dans les alpes centrales suisses.*

*Behaviour of the system Rb-Sr in shear zones of granites transitional from greenschist to amphibolite facies: examples from the Central Swiss alps.*

Quatre granites d'âge tardi-varisque, affectés par une déformation alpine ductile sont étudiés:

le granite du Truzzo appartient au domaine pennique oriental (nappe de Tambo), tandis que les trois autres granites sont situés dans les Massifs Cristallins Externes (MCE) (granite de Wassen, granite de l'Aar, granodiorite du Grimsel). Dans tous ces granites, la présence de zones de cisaillement, délimitant des domaines lenticulaires de moindre déformation, souligne le caractère hétérogène de la déformation ductile. L'âge de la déformation majeure est estimé oligocène sur la base des datations sur minéraux et des relations stratigraphiques et structurales. Les conditions métamorphiques syntectoniques augmentent progressivement du nord (MCE: 350 °C / 3 Kb à 500 °C / 5 Kb) vers le sud (Pennique: 550–600 °C; 6–7 Kb).

Une analyse des transferts de matière révèle un comportement chimique différent entre les zones de cisaillement développées (i) en faciès schistes verts et (ii) en faciès amphibolite:

(i) Les mylonites des granites de Wassen, de l'Aar et de la granodiorite du Grimsel montrent une augmentation des teneurs en rubidium et une diminution en strontium. Ces variations chimiques correspondent à la déstabilisation progressive de la phase feldspathique au profit d'une nouvelle association minérale quartz-phengite-albite.

(ii) Les mylonites du granite du Truzzo présentent au contraire une augmentation de strontium et une diminution du rubidium. Dans les roches déformées, la paragenèse initiale reste stable et recristallise intégralement sous forme de néoblastes (KF-oligoclase-biotite-quartz).

Les résultats de la méthode Rb/Sr roche totale permettent de vérifier les âges varisques des intrusions. Les mylonites développées en faciès amphibolite s'éloignent peu de la droite correspondant à l'âge de mise en place du granite du Truzzo. Par contre, les roches déformées en faciès schistes verts dans les MCE s'alignent sur des droites qui correspondent à des âges fictifs par rapport à l'histoire alpine de ces régions: 40–60 Ma pour le granite de Wassen ou 100–110 Ma pour le granite de l'Aar et la granodiorite du Grimsel.

A partir des données isotopiques roches totales sur des zones de cisaillement ductiles tertiaires, il est utile de s'interroger sur la validité de certains «âges Crétacé» obtenus sur des granitoïdes varisques déformés en faciès schistes verts dans différents domaines de la chaîne alpine.

#### **L. Matile (Zürich):**

*Kontaktmetamorphose kieseliger Dolomitgesteine am Südostrand der Bruffione-Intrusion (SE*



*Adamello, N-Italien*) (siehe p. 53–67 in diesem Heft).

*Contact metamorphism of siliceous dolomites in the SE contact aureole of the Bruffione intrusion (SE Adamello, N Italy)* (see p. 53–67 this issue).

Der Südostrand der Bruffione-Intrusion ist ein geeignetes Terrain zur Untersuchung von mineralogischen Merkmalen der Kontaktmetamorphose: Die Kontaktaureole wird von keiner weiteren grossen Intrusion beeinflusst, und die Regionalmetamorphose ist schwach ( $T \approx 200\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P \approx 2\text{ kbar}$ ). Mit der Kartierung von Isograden im System kieseliger Dolomite und mit Calcit-Dolomit-Thermometrie konnte ein mittleres Temperaturprofil bestimmt werden. Die beiden Temperaturbestimmungen sind zumindest in der inneren Kontaktaureole miteinander konsistent und ergeben eine Temperatur von  $600\text{ }^{\circ}\text{C}$  (Fo-Paragenesen) am Intrusionskontakt und in einer Entfernung von 300–600 m eine Temperatur von  $500\text{--}530\text{ }^{\circ}\text{C}$  (erstes Auftreten von Diopsid). Die kartierte Kontaktaureole wird begrenzt durch das erste Auftreten von Phlogopit in einer Entfernung von 1,0–2,5 km. Mit der Methode der finiten Elemente wurde die Temperaturentwicklung in der Kontaktaureole für eine eindimensionale Geometrie (unendlicher Dyke) modelliert. Die mittleren Korngrössen in reinen Dolomitmarmoren zeigen eine systematische Zunahme gegen den Intrusionskontakt hin. Die Resultate des Wärmemodells erlaubten die Berechnung der Korngrössen als Folge nicht isothermen Kornwachstums; daraus resultiert eine Aktivierungsenergie der Korngrenzendiffusion von  $Q \approx 212\text{ kJ/mol}$  für Dolomit.

Die kontaktmetamorph gebildeten Minerale der mergeligen Karbonate lassen sich in das CMASH- $\text{CO}_2$ -System einordnen. Anhand der beobachteten progressiven Abfolge natürlicher Mineralparagenesen konnten die Topologien berechneter  $T\text{-}X_{\text{CO}_2}$ -Phasendiagramme getestet werden. Auf der Isogradenkarte wird deutlich, dass ausser dem Temperatureffekt auch der  $X_{\text{CO}_2}$ -Gehalt der Fluids für die Ausbildung metamorpher Mineralparagenesen verantwortlich war. Neben Proben mit gesteinsintern gepufferter fluider Phase können sowohl Mergel als auch kieselige Dolomite von extern zugeführten  $\text{H}_2\text{O}$ -reichen Fluids beeinflusst werden. Die höher eingeschätzte Permeabilität von Mergeln gegenüber reineren Karbonaten erleichtert die Infiltration von magmatischem Fluid.

**T. Widmer** (Zürich):

*Kontaktmetamorphose mergeliger- und pelitischer Sedimente am Südostrand der Bruffione-Intrusion (Süd-Adamello)* (siehe p. 53–67 in diesem Heft).

*Contact metamorphism of marls and pelites at the southeast boundary of the Bruffione intrusion (SE Adamello, N Italy)* (see p. 53–67 this issue).

Am Südostrand der Bruffione-Intrusion (Granodiorit) sind mergelige Karbonate und Pelite mitteltriadischen Alters kontaktmetamorph überprägt. Im Gebiet um den Lago di Casinei ist neben der Bruffione-Intrusion auch ein kleiner Tonalitstock für die Metamorphose von Bedeutung. Synmetamorphe Adern, brekzierte Gesteine und metasomatische Erscheinungen zwischen Karbonaten und Peliten belegen nebst speziellen Mineralparagenesen die Abgabe von wasserreichen Fluids aus diesem Stock. Das geschah zu einem Zeitpunkt, als die Sedimente noch aufgrund der Wärmeabgabe des Bruffioneplutons aufgeheizt waren.

Die unmetamorph grün gefärbten Pelite, die sich auf nur wenige Zentimeter mächtige Tufflagen in den Karbonaten beschränken, erhalten unter kontaktmetamorphem Einfluss durch neu gewachsenen Biotit eine violette Färbung. In unmittelbarer Nähe zur Intrusion sind diese Gesteine als Fleckschiefer ausgebildet. Olivgrüne Cordieritflecken mit hellen, an Biotit verarmten Hüllen stecken in violetter, biotithaltiger Hornfelsmatrix. Die Reaktion  $\text{Bio} + \text{Mus} + \text{Q} = \text{Ksp} + \text{Cd} + \text{H}_2\text{O}$  muss zur Bildung dieser Cordieritporphyroblasten mit den kalifeldspat- und quarzhaltigen Säumen geführt haben. Ausserdem lässt sich aufgrund der Paragenese Andalusit-Kalifeldspat ein Maximaldruck von ca. 2 kbar zur Zeit der Platznahme der Intrusion angeben (Kontaktbedingungen:  $T \approx 600\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $P \approx 2\text{ kbar}$ ).

Weit häufiger als die Pelite sind aber Sedimente mit mergeliger Zusammensetzung. Die kontaktmetamorph gebildeten Minerale wie Grossular, Clinzoisit, Diopsid, Wollastonit, Vesuvian, Calcit und Quarz lassen sich in das CMASH- $\text{CO}_2$ -System einordnen. Anhand der beobachteten progressiven Abfolge natürlicher Mineralparagenesen konnten die Topologien berechneter  $T\text{-}X_{\text{CO}_2}$ -Phasendiagramme getestet werden. Auf der Isogradenkarte wird deutlich, dass ausser dem Temperatureffekt auch der  $X_{\text{CO}_2}$ -Gehalt der Fluids für die Ausbildung metamorpher Mineralparagenesen verantwortlich war. Neben Proben mit gesteinsintern gepufferter fluider Phase können sowohl Mergel als auch kieselige Dolomite von extern zugeführten  $\text{H}_2\text{O}$ -reichen Fluids be-



einflusst werden. Die im Vergleich zu den reinen Calcitmarmoren und den kieseligen Dolomiten höher eingeschätzte Permeabilität der Mergel erleichtert die selektive Infiltration von magmatischem Fluid.

**A. v. Quadt, A. Ferrario, V. Diella, W. Hansmann, G. Vavra and V. Köppel** (Zürich, Milano):

*U-Pb ages of zircons from chromitites of the phlogopite peridotite of Finero, Ivrea zone, N-Italy.*

FERRARIO and GARUTI (1990) reported the unusual presence of zircons in chromitites which occur as small and discontinuous stratiform to podiform bodies within the outer zone of the phlogopite peridotite of Finero. The zircons are irregularly distributed within the chromitites. In polished sections 10 to 25 grains, with dimensions of up to 400 µm, are observed in areas of 100 mm<sup>2</sup>. Euhedral crystals occur included in chromite, olivine and serpentinized olivine. The majority of zircons are subhedral to anhedral and occur between olivine and chromite. The zircons show no optical zoning and are virtually free of inclusions. However, cathode luminescence revealed sharp and often curved zoning. Microprobe investigation yielded variable concentrations of U, Hf and Y of up to 4000 ppm, 1.5% and of 700 ppm, respectively.

Four grain size fractions which included also fragments of coarser crystals were analyzed. The U-concentrations vary between 1100 and 1240 ppm. One fraction yielded concordant ages of  $204 \pm 4$  Ma, whereas the others are slightly discordant. The data points define a discordia with an upper intercept at  $207 \pm 5$  and a lower at zero Ma. No evidence of an older inherited zircon component was detected.

When trying to assess the significance of the zircon ages one has to consider the following points:

- The irregular zircon distribution suggests that Zr was introduced relatively late into a crystallizing melt and did not homogenize. The zircons are not accompanied by other minerals indicative of a highly differentiated magma.

- Zircons have until now only been observed in the phlogopite peridotite where they seem to be preferentially associated with chromite.

- Textural evidence indicates that zircon crystallization started relatively early but the majority of the crystals formed after chromite and olivine.

- The curved zoning indicates growth of curved crystal faces. Zircons may develop this

morphology when growing either from a high temperature melt or from a fluid phase rich in zirconium (SUNAGAWA, 1987). RUBIN et al. (1989), for example, noted the mobility of Zr in F-rich fluids and GIERÉ (1990) presented evidence for the mobility of Zr, Ti and REE in fluids rich in F<sup>-</sup>, PO<sub>4</sub> as well CO<sub>2</sub>.

- The preservation of sharp zoning boundaries argues against a prolonged period of annealing at high temperatures.

- The presence of phlogopite and minor Mg-carbonate as well as, according to FERRARIO and GARUTI (1990), also the mineralogy and mineral chemistry of the platinum group minerals, the base metal sulfides and alloys associated with chromite is best explained by the presence of an alkali-rich fluid during crystallization.

The irregular distribution of zircons and their internal morphology suggests that they too are the product of this alkali-metasomatism and that the metasomatism probably occurred during the ascent of the ultramafic body, probably in the presence of fluid-rich partial melts. The late Triassic event reported here coincides with Norian to Rhaetian and Toarcian extensional tectonics in the Lugano area (BERTOTTI, 1991). Rifting caused a thinning of the continental crust and an upwelling of the mantle.

STÄHLE et al. (1990) reported <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb zircon ages of  $225 \pm 13$  Ma from syenite pegmatite dykes which crosscut the phlogopite peridotite. HUNZIKER (1974) published a Rb-Sr phlogopite age of 180 Ma which is also identical to the K-Ar age defined by phlogopite and hornblende. Individual K-Ar ages are higher and range from 206 to 220 Ma for phlogopite and exceed 1200 Ma for hornblende thus indicating the presence of excess radiogenic Ar (HUNZIKER, 1974; FRIEDRICHSEN, pers. communication).

BERTOTTI, G. (1991): Early Mesozoic extension and Alpine shortening in the western Southern Alps: The geology of the area between Lugano and Menaggio (Lombardy, northern Italy). Padova, Mem. Sci. Geol. 43.

FERRARIO, A. and GARUTI, G. (1990): Platinum-group mineral inclusions in chromitites of the Finero mafic-ultramafic complex (Ivrea-zone, Italy). Mineralogy and Petrology 41, 125-143.

GIERÉ, R. (1990): Hydrothermal mobility of Ti, Zr and REE: examples from the Bergell and Adamello contact aureoles (Italy). Terra Nova 2/1, 60-67.

HUNZIKER, J.C. (1974): Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine tectonic history of the Western Alps. Mem. Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, 31.

RUBIN, J.N., HENRY, C.D. and PRICE, J.G. (1989): Hydrothermal zircons and zircon overgrowths, Sierra Blanca Peaks, Texas. Am. Min. 74, 865-869.

STÄHLE, V., FRENZEL, G., KOBER, B., MICHARD, A., PUCHELT, H. and SCHNEIDER, W. (1990): Zircon syenite

pegmatites in the Finero peridotite (Ivrea zone): evidence for a syenite from a mantle source. *Earth Planet. Sci. Letters* 101, 196–205.

SUNAGAWA, I. (1987): Morphology of minerals. In: I. SUNAGAWA (ed.): *Morphology of crystals*, 511–587. Terra Scientific Publishing Company, Tokyo.

**M. Rahn (Basel):**

*Petrologie des Glarner Taveyannaz-Sandsteins.*

*Petrology of the Glarus Taveyannaz sandstone.*

Eingebettet in die sandig-siltig bis tonigen Sedimente des nordhelvetischen Flysches, bietet der Taveyannaz-Sandstein (TS) der Glarner Alpen die Möglichkeit, die für die beginnende Metamorphose bedeutenden Methoden der kritischen Paragenesen in basischem Material, des Chlorit-Thermometers, der Fluid-Inclusion-Technik (FI), der «Illit»-Kristallinität (IK) und der Inkohlung anzuwenden und in gegenseitige Beziehung zu setzen. Die Metagrauwacken treten als bis über 100 Meter mächtige Lagen an der Basis der oligozänen Flysche auf. Dabei nimmt der Anteil an andesitischen Fragmenten gegen oben hin langsam ab. Aufschlüsse finden sich besonders im Gebiet um die Ortschaften Linthal und Elm; 20 km weiter nördlich tritt TS in der Wagetenschuppe und bei Weesen auf. Die kombinierte Anwendung von Mikrosondenanalysen an zehn TS-Proben sowie oben genannter Methoden an zwischengelagerten Tonschiefern der gleichen Aufschlüsse diente der Abschätzung der P-T-Bedingungen während des tertiären Metamorphosehöhepunktes.

Als einzige, sicher primärmagmatische Phase tritt ein salitisch-augitischer Cpx auf. Die sehr beschränkte chemische Variation dieser Phase über alle gemessenen Proben hinweg lässt für alle aufgeschlossenen TS des Untersuchungsgebietes eine gemeinsame Quelle vermuten. Weitere Primärphasen des andesitischen Tuffs wurden vollständig ersetzt: Ein Ca-reicherer Plagioklas ist vollständig albitisiert, eckige Tufffragmente sind vollständig von Chl-Filz überwachsen. Das häufige Auftreten gerundeter Körner (Qz, Ab, Kfs, Cal), seltener auch Reste von Algen und Testularien, im Gestein weisen auf die intensive Vermischung mit nicht-andesitischem Material hin.

Die kritischen Minerale des TS in der Wagetenschuppe sind vor allem Lmt und geringere Mengen von Corrensit und Pmp. Lmt ersetzt vornehmlich Ab, seltener auch Kfs. Die Chl zeigen deutlich eine bimodale chemische Verteilung, eindeutig detritische Blättchen ergeben denn

auch Temperaturen um 310 °C (Chl-Thermometer nach CATHELINEAU, 1988, *Clay Minerals* 23, 471–485), während feinschuppige Neubildungen von Chl durchschnittlich um 225 °C streuen. IK-Werte deuten auf höhere Diagenese ( $0.49 \Delta^2\Theta$ ), die Inkohlung liegt im Bereich der Esskohle ( $R_{\max} = 1.85\%$ ).

20 km weiter südlich besitzt der TS eine kritische Paragenese aus Pmp-Prh-Chl-Ab  $\pm$  Ms  $\pm$  Ep  $\pm$  Cal  $\pm$  Tit. Pmp zeigt oft zwei chemisch getrennte Populationen, eine Al-reiche sprossend in Ab, und eine Fe-reiche als feiner Filz in der Matrix. In Proben, in denen der Kfs vollständig durch feinen Hellglimmer, Cal und Ab ersetzt ist, tritt nur die Al-reiche Pmp-Population auf. IK-Daten zeigen meist anchizonale bis tief epizonale Werte ( $0.35$ – $0.23 \Delta^2\Theta$ ), die Inkohlung variiert zwischen 5.5% Reflexionsvermögen und  $R_{\max}$ -Werten über 8%. Das Chl-Thermometer liefert Temperaturen im Bereich von 275 bis 310 °C, was durch die minimalen FI-Bildungstemperaturen von  $> 270$  °C ( $H_2O$ -reiche Einschlüsse) bestätigt wird.

Die Lokalität «Crap Ner» mit der Paragenese Pmp-Act-Chl-Ab  $\pm$  Ms  $\pm$  Ep  $\pm$  Cal  $\pm$  Tit (Pmp-Act-Fazies) liefert in den einzelnen Methoden Werte, die sich nicht von denselben aus der Prh-Pmp-Fazies unterscheiden: Die IK deutet auf hochgradige Anchizone ( $0.30 \Delta^2\Theta$ ), die Inkohlung zeigt vollständig graphitisiertes organisches Material ( $R_{\max} > 8\%$ ), das Chl-Thermometer Temperaturen um 290 °C, die wiederum durch minimale FI-Bildungstemperaturen von  $> 270$  °C bestätigt werden. Die Vermutung, dass das Auftreten des Act vom Gesteinschemismus der Lokalität begünstigt wurde, kann durch Gesamtgesteinsanalysen nicht bestätigt werden.

**M. Schafer (Lausanne):**

*Ist der Cymrit ein Indikator für Hochdruck-metamorphose in der Siviez-Mischabel-Decke im Turtmanntal (VS)?*

*Cymrite: a possible indicator of high-pressure metamorphism in the Siviez-Mischabel nappe of the Turtman Valley (Valais, Switzerland)?*

Seit einigen Jahren sind die spärlichen Eklogit-Vorkommen im alten, polymetamorphen Basement der penninischen Siviez-Mischabel-Decke Gegenstand von Untersuchungen. THÉLIN et al. (1989) beziffern die P-T-Bedingungen mit 15 kbar / 600 °C und RAHN (1992) mit 12–13,5 kbar / 550–600 °C. Sie interpretieren die Eklogite als Ergebnis einer paläozoischen HP-Metamorphose. Von anderer Seite wird aber auch die Mei-

nung vertreten, dass diese Eklogite das Produkt eines eo-alpinen HP-Ereignisses sein könnten, dies in Übereinstimmung mit dem nachgewiesenen HP-Ereignis und einigen intern gelegenen penninischen und austroalpinen Decken. Im Gegensatz dazu ist aber in der Siviez-Mischabel-Decke nie ein Eklogit in den monometamorphen, permokarbonisch bis tertiären, grünschieferfaziell überprägten Abfolgen entdeckt worden (jurassische Metabauxite ergeben ca. 5 kbar / 350–450 °C; SARTORI, 1988). Das Auftreten des als HP-Indikator bekannten, aber seltenen Cymrits (etwa sieben Fundorte weltweit) im Permokarbon der Siviez-Mischabel-Decke könnte in diese kontroverse Diskussion neue Gesichtspunkte einbringen.

Der Cymrit (Cy) bildet mit dem Ba-Feldspat Hexa-Celsian die Mischreihe  $\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 \cdot n \text{H}_2\text{O}$  mit  $0 < n < 1$ . Die a- und c-Achse der Elementarzelle dieses hexagonalen Schichtsilikats(?) sind direkt vom  $\text{H}_2\text{O}$ -Anteil abhängig; der  $\text{H}_2\text{O}$ -Anteil des Cymrits nimmt bei zunehmender Temperatur kontinuierlich ab und führt zur Bildung des Celsians. Einerseits wurde Cy in einem HP-Kontext gefunden (z.B. ESSENE, 1967; REINICKE, 1982), andererseits als metastabile Bildung in diagenetischem oder hydrothermaletem Milieu. Diese Ambivalenz tritt bei den neuesten experimentellen Arbeiten ebenfalls zutage. Die Stabilitätskurve des Cy liegt z.B. bei 300 °C / 5,5 kbar, 500 °C / 7,5 kbar, aber eine bedeutende Metastabilität des Cy ist bei 600 °C im Stabilitätsfeld des Celsians nachgewiesen worden. Die Arbeiten von VISWANATHAN et al. (1992) und GRAHAM et al. (1992) bringen bedeutende Korrekturen am Modell von SEKI et al. (1964), die Mindestdrücke von 18 kbar für die Bildung des Cy postulieren. Zusammenfassend kann festgehalten werden, dass die Reputation des Cy als HP-Indikator nicht ganz gerechtfertigt ist. Vor allem im LT-Bereich kann der Cy nicht nur stabil, sondern auch metastabil unter grünschieferfaziellen Bedingungen entstehen (Abb. 1).

Der Cymrit ist in der Ba-Co-Ni-Mineralisation Plantorin am Osthang des *Omen Rosso* (3031 m) kürzlich entdeckt worden. Das Erzvorkommen, vorwiegend Baryt mit dispersen Buntmetallerzen, ist an eine alpine, grünschieferfaziell überprägte, vermutlich permokarbonische Abfolge von Schieferen und Prasiniten gebunden.

Die detaillierte Kartographie zeigt ein komplexes Bild. Leukokrate Augengneise, Mylonite, Metagabbros u.a.m. sind in dieser Abfolge zu finden. Der Baryt-Gang und der assoziierte Cy sind an einen massigen, dm bis metrisch gebankten, bräunlich anwitternden Kalkglimmerschiefer gebunden. Das Karbonat scheint die feinkörnige

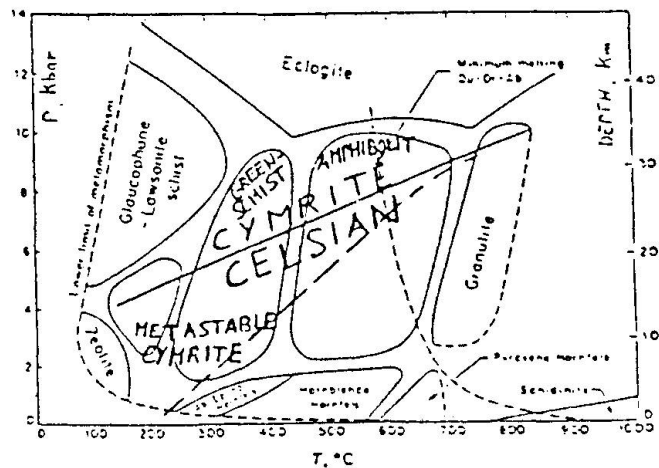


Abb. 1 Stabilitätskurve von Cymrit nach GRAHAM et al. (1992) auf P-T-Diagramm von TURNER (1968) übertragen.

Quarz- und Hellglimmer-Matrix karbonatisiert zu haben.

An einer Stelle der Mineralisation geht der einige dm mächtige Baryt-Gang lateral in ein barytloses, kurzes Teilstück mit Karbonaten, Albit, Quarz, Magnetit und Pyrit über.

In der Übergangszone des Ganges zum Nebengestein (Salband) sind als Ba-Träger Cy, Öllacherit und Hyalophan zu finden. Sie sind in Assoziation mit Quarz, Albit, Fe-Karbonaten und vereinzelt Chlorit. Somit ist der Cy eindeutig in eine grünschieferfazielle Paragenese eingebettet. Er bildet zusammen mit den Ba-Glimmern im Gestein die Hauptschieferung aus, die durch eine spätere Deformation leicht verfaltet wird. Dieser Lagenbau ist den alpinen, tertiären Deformationen DI bis DIII zuzuordnen (SARTORI, 1988). Neben dem eingeregelterten Cy I gibt es einen postdeformativen Cy II, der regellos den Lagenbau durchwächst und zwickelfüllend zwischen den Korngrenzen der Karbonate liegt.

Eine weitere Beobachtung ist, dass die Öllacherit-Schuppen ab und zu Zonierungen mit Ba-abgereicherten Kernzonen aufweisen. In einem Fall ist sogar ein Ba-loser Phengit-Kern zu finden. Aufgrund dieser Relikte und von Vergleichen mit Glimmern ( $\text{SiO}_2$ -Gehalte von 48–50 wt% deuten auf Minimaldruck von 5 kbar) in den Nebengesteinen scheint es, dass zuerst Phengit lagig ausgebildet wurde, wahrscheinlich während DI. Darauf folgende Zirkulation von Ba-Fluids führte zur Barytisierung der Hellglimmer, zur Bildung des Cymrits und vermutlich auch des Hyalophans. Die Bildung des Ba-reichen Fluids könnte auf eine vorhergehende In-situ-Mobilisierung des Baryts zurückzuführen sein. Danach wurden Cy

und Öllacherit gemeinsam während DII oder DIII verfälscht. Späte, postdeformative Zirkulation von Ba-Fluids ist nicht nur durch das regellose Wachstum des Cy in der Mineralisation, sondern auch durch Hyalophan-Kristalle (z.T. Pseudomorphose nach Karbonat) in subvertikalen, tardiven Klüften im Nebengestein dokumentiert.

Für Cy II sind metastabile, hydrothermale Bildungsbedingungen anzunehmen, für den Cy I ist Wachstum auf dem prograden P-T-Pfad im stabilen Cy-Feld möglich, aber kaum im HP-Feld der Glaukophan-Fazies, sondern eher in Grünschiefer-Fazies im höheren Druckbereich. Der Cy I scheint in diesem geologischen Kontext Indikator für Minimaldruck im Grössenbereich 5–6 kbar zu sein, aber metastabile Bildungsbedingungen in tieferen Druckbereichen sind nicht gänzlich auszuschliessen.

**Verdankungen:** Die EMS-Analysen der Cy, Öllacherite, Phengite und Hyalophane wurden von Massimo Chiaradia, Universität Freiburg, an der Universität Bern in verdankenswerter Weise ausgeführt.

#### **S.A. Sergeev (Zürich):**

##### *Zircon as tracer for polyphase granitoid evolution: examples from the Gottard massif.*

The Gotthard massif, a basement complex probably correlated with the European foreland of the Alpine orogen, consists of magmatic and volcano-sedimentary rock sequences subjected to polymetamorphism and anatexis. During the Variscan orogenic cycle this complex was intruded by two consecutive suites of granitic plutons. Effects of the Alpine orogeny were essentially confined to relocation, deformation and recrystallization at greenschist facies conditions. Topic of this first report is the chronology of evolution for two granites of the first Variscan intrusive event the Fibbia and Gamsboden stocks.

1. U/Pb zircon analyses were performed on single grains extracted from whole-rocks as well as from different constituent minerals of the granites, in particular from rock-forming minerals recognized as early, late and secondary crystallizes. While zircon can be generated over a range of conditions, certain rock-forming minerals grow under more limited PT-conditions and their relative ages can be determined by petrographic methods. Zircons included in these minerals may thus have formed at different stages of the host-rock's history and moreover may have been protected against metamorphic fluids. Also, after mobilization or partial melting of protolithic ma-

terial, newly crystallizing rock-forming minerals may be able to entrain and enclose ancient zircon grains. Zircon analyses based on this approach should help in discriminating particular geological events.

2. Both the Fibbia and Gamsboden granite intrusions each contain several zircon generations which correlate 1) with post-crystallization magmatic and metamorphic episodes in the massif, and 2) with inherited zircons from different sources of pre-Variscan basement.

3. Ages of  $299.7 \pm 2.2$  and  $300.0 \pm 2.0$  Ma are derived for the crystallization of magmatic zircons in the Fibbia and Gamsboden granites, respectively. However, subsequent metamorphic processes may have affected the U/Pb system of the zircons analyzed leading to an apparent rejuvenation. If these secondary effects can be minimized by treatment of the zircons prior to analysis, the intrusion may possibly be shown to have occurred earlier in the Variscan cycle.

4. The U/Pb systematic of the zircons indicates that the postintrusive disturbance may correspond to the late Variscan granite emplacement (290 Ma ago) and probably to metasomatic fluid recrystallization (270 Ma ago) as expressed by the  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  ages of certain Fibbia and Gamsboden zircon morphologies which may even represent new zircon growth. The Alpine metamorphic events particularly affected the magmatic zircons separated from whole rocks but not the zircon extracted from feldspars.

5. The presence of inherited zircons is observed. They keep the old radiogenic Pb composition (of about 650 and 1800 Ma) if enclosed in early magmatic plagioclase but are almost completely recrystallized if contained in intergranular matter. The origin of these zircons will be clarified by our current study of zircons from xenoliths of the granites as well as from the pre-Variscan country rocks.

#### **Z.D. Sharp, J.C. Hunziker and E.J. Essene (Lausanne):**

##### *Stable isotope geochemistry and phase equilibria of coesite bearing whiteschists, Dora Maira Massif, western Alps.*

Peak metamorphic temperatures for the coesite-pyrope-bearing whiteschists from the Dora Maira Massif, western Alps were determined with oxygen isotope thermometry. The  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  values of the phases coesite ( $\delta^{18}\text{O} = 8.1$  to  $8.6\text{‰}$ ), phengite ( $6.2$  to  $6.4\text{‰}$ ), kyanite ( $6.1\text{‰}$ ), garnet ( $5.5$  to  $5.8\text{‰}$ ), rutile ( $3.3$  to  $3.6\text{‰}$ ) and ellenberge-



rite (6.3‰) reflect isotopic equilibrium. Temperature estimates based on quartz-garnet-rutile fractionation are 700–750 °C. Minimum pressures are 31–32 kbar based on the pressure-sensitive reaction *pyrope* + *coesite* = *kyanite* + *enstatite*. In order to stabilize *pyrope* and *coesite* by the temperature-sensitive dehydration reaction *tal*c + *kyanite* = *pyrope* + 2 *coesite* +  $H_2O$ , the  $a_{H_2O}$  must be reduced to 0.4–0.7 at 700–750 °C. The reduced  $a_{H_2O}$  cannot be due to dilution by  $CO_2$ , as *pyrope* is not stable at  $X_{CO_2} > 0.02$  (T = 750 °C; P = 30 kbar). In the absence of a more exotic fluid diluent (e.g.  $CH_4$  or  $N_2$ ), a melt phase is required. Granitic solidus temperatures at 30 kbar are ~ 680 °C at  $a_{H_2O} = 1.0$  and are calculated to be ~ 70 °C higher at  $a_{H_2O} = 0.7$ , consistent with this prediction. Kyanite-jadeite-quartz bands may represent a relic melt phase. The oxygen isotope fractionation between garnet ( $\delta^{18}O = 8.7\text{‰}$ ) and quartz ( $\delta^{18}O = 11.6\text{‰}$ ) in the surrounding orthogneiss is identical to that in the coesite-bearing unit, suggesting that the two units shared a common metamorphic history.

Hydrogen isotope measurements were made on primary talc and phengite ( $\delta D_{SMOW} = -27$  to  $-32\text{‰}$ ), on secondary talc and chlorite after *pyrope* ( $\delta D_{SMOW} = -39$  to  $44\text{‰}$ ) and on the surrounding biotite ( $\delta D = -64\text{‰}$ ) and phengite ( $\delta D = -44\text{‰}$ ) gneiss. The very high  $\delta D$  values for the primary hydrous phases is consistent with an initial oceanic-derived/connate fluid source. The fluid source for the retrograde *tal*c + *chlorite* after *pyrope* may be fluids evolved locally during retrograde melt crystallization. The similar  $\delta D$ , but dissimilar  $\delta^{18}O$  values of the coesite-bearing whiteschists and hosting orthogneiss suggest that the two were in hydrogen isotope equilibrium, but not oxygen isotope equilibrium. The  $\delta^{18}O_{\text{quartz}}$  values of the coesite-bearing unit are at the lower limit for a sedimentary protolith, but are in the normal range for an igneous protolith. The corresponding high  $\delta D$  values and low  $\delta^{18}O$  values are extremely unusual, but have been reported in other Alpine metamorphic rocks.

**V. Stähle, G. Frenzel und W. Schneider**  
(Heidelberg/Braunschweig):

*Alkalimagmatische Gesteine in der nördlichen Ivrea-Zone.*

*Alkaline magmatic rocks in the northern Ivrea-zone.*

Die Ivrea-Zone in den Westalpen ist geprägt durch das Vorkommen von Mantelperidotiten und dem voluminösen, ins Perm fallenden basi-

schen Magmatismus in Gestalt des «Basischen Hauptzuges». Untergeordnet treten auch alkalimagmatische Gesteine auf, die wichtige Erkenntnisse zur Entstehung und zum Werdegang dieser Region liefern.

Unter den Marmoren in der nördlichen Ivrea-Zone enthalten zwei «diskordante» Marmore (R. SCHMID, 1967) im granulitfaziellen Bereich Xenolithe von Hornblendesyeniten, gerundete ternäre Alkalifeldspäte, und z.T. sind auch Pyrochlor-Mineralen reich an Nb vorhanden. Eine Vielzahl der Beobachtungen lassen sich daher nicht mit einer tektonischen Einpressung vorhandener Karbonatmassen erklären, sondern sprechen mit den erhöhten Gehalten an seltenen Erden für ein magmatisch intrudiertes Karbonat. Allerdings sind die  $\delta^{13}C$ - und  $\delta^{18}O$ -Werte dieser beiden Marmorvorkommen gegenüber gewöhnlichen Karbonatiten zu hoch, so daß eine stärkere Kontamination von Karbonat sedimentären Ursprungs angezeigt erscheint (STÄHLE, 1991).

Im Finero-Peridotit treten steilstehende Gänge (55 °N) von Zirkon-Syenitpegmatiten auf. Die alkalinen Gesteine (Na > K) bestehen hauptsächlich aus Albit und einem magnesiumreichen Biotit, während untergeordnet noch Nephelin, Cancrinit, Sodalith, Apatit und Zirkon auftreten. Ausserdem sind die Pegmatite reich an Volatilen, inkompatiblen Elementen und an seltenen Erden mit dem (La/Yb)<sub>N</sub>-Verhältnis von 14 bis 15.

Nach ihrem Zirkonalter von  $225 \pm 13$  Ma fällt die Intrusion der Pegmatite in die Zeit der Trias. Durch das initiale  $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnis von 0.70371 klassifizieren sich die Zirkon-Syenitpegmatite als Mantelderivate. Im initialen Sr-Nd-Diagramm liegen die Zirkon-Syenitpegmatite mit  $\epsilon_{Nd} = 5.4$  im Überschneidungsbereich von MOR- und Ozeaninsel-Basalten (OIB).

Die Karbonatite und die Zirkon-Syenitpegmatite werden als Abkömmlinge eines ozeanischen Oberen Mantels ( $\epsilon_{Nd} \geq 0$ ,  $\epsilon_{Sr} \leq 0$ ) über einer diapirartig aufsteigenden Asthenosphäre interpretiert.

SCHMID, R. (1967): Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov. Novara, Italien). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 47, 935–1117.

STÄHLE, V. (1991): Die Ivrea-Zone: Petrographische Untersuchungen an Karbonatiten, Zirkonsyeniten und Metabasalten. Habilitationsschrift, Fakultät für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, 135 S.

**R.H. Steiger, R.A. Bickel und M. Meier**  
(Zürich):

*Petrogenetische Studien an Granitoiden mittels Datierung von Zirkonfragmenten.*



*Petrogenetic studies on granitoids by dating of zircon fragments.*

Populationen akzessorischer Zirkone aus granitoiden Gesteinen konservieren infolge grosser Widerstandsfähigkeit gegen geochemische, thermische und mechanische Einflüsse oft wesentliche Ereignisse ihrer Entwicklungsgeschichte. Sie registrieren zum Beispiel Aufschmelzungsprozesse, Erosionsphasen und periodisches Neuwachstum mit ihrer innern und äussern Morphologie. Auch einzelne Körner können in Form von mehrstufigem Zonarbau und ineinander verschachtelter Kerne eine wechselvolle Entwicklung widerspiegeln. So kann das Erinnerungsvermögen von Zirkonen auch aus alpin intrudierten Gesteinskörpern die halbe Erdgeschichte umfassen.

Dank ihres Uran- und Thoriumgehaltes lassen sich Zirkone nicht nur datieren, sondern können auch mit der Konzentration und den Isotopenverhältnissen von Neben- und Spurenelementen wie Hf und seltenen Erden Hinweise auf die Bildungs- und Kristallisationsbedingungen und damit das Entstehungsmilieu der diesbezüglichen Zirkonphase liefern. Damit erklärt sich die fundamentale Bedeutung akzessorischer Zirkone als petrogenetische Markiersubstanz. Die Datierung von Einzelzirkonen auch tertiären Alters ist heute mit hoher Genauigkeit möglich. So können wir aus einer Population diejenigen Zirkone auslesen, deren Hauptwachstum einem bestimmten geologischen Ereignis zugeordnet werden kann, und daraus die Abfolge herleiten. Wenn ein mehrstufiges Wachstum an einem Einzelkorn einer Zirkonpopulation erkennbar ist, lässt sich jedoch die Sequenz der Ereignisse mit grösserer Sicherheit ablesen. Das Interesse konzentriert sich demzufolge auf die Datierung von Kristallphasen im Einzelkorn. Solche punktuellen U-Pb-Analysen werden heute meist mit einer eigens zu diesem Zwecke gebauten Ionensonde an der australischen nationalen Universität in Canberra durchgeführt.

Um gewisse analytische Ungenauigkeiten dieses Instruments zu umgehen, haben wir Anstrengungen unternommen, beobachtete Kristallphasen im Einzelkorn auf mechanischem Wege zu trennen und mit der klassischen U-Pb-Isotopenverdünnungsanalytik zu datieren. Der zu analysierende Zirkon der > 160- $\mu$ -Siebfraktion wird vorerst genau unter dem Mikroskop untersucht und photographisch dokumentiert. Die Abtrennung der Phasen geht sodann wie folgt vor sich: das Korn wird in Canadabalsam eingebettet und zwischen zwei Glasplatten dosiert zusammengepresst, bis es entlang von Unstetigkeiten in Frag-

mente zerbricht. Die ganze Operation wird unter dem Stereomikroskop bei 250facher Vergrösserung verfolgt und auf Videorecorder aufgenommen. Die entstehenden Fragmente können genau lokalisiert werden, wenn man die Videoaufnahmen rückwärts abspielt. Die angewandte U/Pb-Mikroanalytik gestattet eine hohe Präzision der Isotopen- und Konzentrationsmessungen selbst an Fragmenten, welche weniger als ein Mikrogramm wiegen. Die Anwendungen zeigen, dass sich als diskordant erweisende Zirkonfraktionen mit Hilfe der Fragmentierung von Einzelkörnern in ihre Wachstumsphasen trennen und separat datieren lassen. Nichtssagende Mischalter können so in geologisch relevante Ereignisse aufgelöst und gedeutet werden. Grosse Aussagekraft kommen jetzt den morphologischen Formen zu, da diese erkennen lassen, ob eine Zirkonphase unter Metamorphose- oder magmatischen Bedingungen entstanden ist.

**Th. Adate, C. Beck, F. Gendre, D. Goy, B. Kübler, M. Rolli, G. Rumley, P. Ruch, A. Schwalb et I. Weber (Neuchâtel):**

*Ankéríte, dolomite ferrugineuse et dolomite stoechiométrique: état de la question.*

*Ankerite, ferrous dolomite and stoichiometric dolomite.*

La dolomite est un marqueur très important des paléomilieus de dépôts. Comme elle ne se forme pas dans les lacs d'eau douce, sa présence dans les sédiments quaternaires et tout particulièrement post glaciaires est un précieux indicateur des carbonates détritiques qui perturbent l'interprétation des isotopes stables de l'oxygène et du carbone en terme de paléoclimat ou paléoproduktivité. En milieu marin aussi, elle peut être un marqueur important: dans l'Atlantique N-E, les quatre «Heinrich Events» à dolomite, témoignent de changements radicaux des courants océaniques.

Cependant, avec les nouveaux diffractomètres – par exemple SCINTAG XDS 2000 et compteur spectral Kevex Psi 1 – et les logiciels idoines, les pics principaux de diffraction sont souvent accompagnés d'autres pics que seule la déconvolution (désomation) permet d'isoler d'une façon fidèle en position et en intensité. Ainsi de l'ankéríte ou de la Fe-dolomite d'origine éolienne et saharienne, déterminées par déconvolution, viennent s'ajouter année après année aux sols, aux suspensions aquatiques et aux sédiments.

En plus de la calcite et/ou de la dolomite, ankéríte et ferrodolomite ont été détectées dans:

les suspensions des crues de l'Arcuse en aval de Boudry (BECK et al.)

les suspensions de la Broye (pont de la Sauge, SCHWALB, RUCH)

l'Holocène et le Tardi-glaciaire du Lac de Neuchâtel (SCHWALB)

le Bølling et le Dryas ancien du Loclat (St-Blaise, ROLLI)

en trace dans le Bølling et le Dryas ancien du Gerzensee (RUCH)

le Quaternaire de Cortaillod (WEBER)

la molasse USM de Cortaillod, N-5 (RUMLEY, MEIA)

les marnes hauteriviennes (RUMLEY)

le Kimméridgien de la Loue (MOUCHET, ROLLI, GOY)

le Keuper du Tunnel de la Vue des Alpes, (KÜBLER, RUMLEY et MEIA)

Par contre de la véritable dolomite stoechiométrique a été définie dans:

les suspensions de l'Aar, pont de Jaberg (SCHWALB, RUCH)

les Marnes bigarrées sup., Keuper, Mt-Terri (RUMLEY, NORBERT)

Cependant, quand les teneurs en ankérite et en ferrodolomite sont faibles, les pics très distincts, 02.4 01.8 11.6 00.9, entre 49 et 51°20' CuK $\alpha_1$ , n'apparaissent plus. Il est alors indispensable de contrôler les données de la radiocristallographie par la microanalyse. En effet un excès de calcium provoque le même déplacement des pics qu'une substitution du Mg par du Fe<sup>2+</sup>.

#### A. Benghezal (Fribourg)

*Origin of the fine late Neolithic ceramics for the lakes of Bienne and Neuchâtel (Switzerland): mineralogical, petrographical and chemical analysis (see p. 107–111 this issue).*

#### P. Berlepsch (Fribourg):

*Geochemischer Vergleich der älteren und jüngeren Orthogneise im Raume Jakobshorn (Silvretta)*

*Geochemical comparison of older and younger orthogneisses in the Jakobshorn area (Silvretta).*

Davos liegt auf der Grenze zwischen Ostalpin und Penninikum. Höchste tektonische Einheiten der ostalpinen Decken bauen die Region zwischen Sertig- und Dischmatal, in welcher das Jakobshorn liegt, auf.

Paragneise, ältere Orthogneise mit proterozoischem Protolithalter, Amphibolite, jüngere Orthogneise mit ordovizischem Protolithalter und metamorphe Ganggesteine bilden den petrographischen Inhalt des Geländes. Der häufigste Vertreter der älteren Orthogneise (Typ 1) ist ein hornblendeführender Metagranodiorit, der wahlweise mehr oder weniger Biotit enthält. Die zum geochemischen Vergleich verwendeten Gesteinsproben der älteren Orthogneise stammen ausschliesslich von dem soeben erwähnten Gesteinstyp. Die jüngeren Orthogneise (Typ II) sind hingegen Metagranite. Bei den untersuchten Ganggesteinen sind die Metaaplite (Typ III) zu nennen, die ausschliesslich in Amphiboliten anzutreffen sind.

Geochemische Untersuchungen an den erwähnten drei Gesteinstypen ergaben für die älteren Orthogneise einen vorwiegend dacitischen und für die jüngeren Orthogneise und Metaaplite einen vorwiegend rhyolithischen Chemismus. Die einer kalk-alkalischen Magmenserie angehörenden Protolithe der Orthogneise und Metaaplite intrudierten in einem Kollisionsbereich (sogenannte collision granites [COLG]).

Auf geochemischer Basis lassen sich ältere und jüngere Orthogneise sowie Metaaplite gut voneinander unterscheiden. Variationsdiagramme zeigen nur für die Protolithe der älteren Orthogneise signifikante Korrelationen, die als Differentiation interpretiert werden.

Interessant ist die Tatsache, dass auf Grund der Variationsdiagramme viel eher eine Zugehörigkeit der Metaaplite zu den älteren Orthogneisen anstatt zu den jüngeren anzunehmen ist. Dies ist eine grundlegende Neuheit für die Silvretta.

#### R. Bollin (Fribourg):

*Granate der Paragneise (Biotit- und Feldspat-knotengneise) der Silvretta (Kanton Graubünden/Schweiz).*

*Garnet in the paragneisses (biotite- and feldsparknoten-gneisses) of the Silvretta area (Grisons, Switzerland).*

In den Paragneisen der Silvrettadecke können mindestens acht verschiedene Granattypen unterschieden werden. Die Granattypen wurden nach texturellen und chemischen Gesichtspunkten abgegrenzt. Alle untersuchten Granate sind almandinbetont mit variablen Pyrop-, Grossular- und Spessartingehalten. Die Almandingehalte liegen zwischen 56- und 78 Mol% und in einem Fall weit

über 84 Mol%. Pyrop-, Grossular- und Spessartingehalte variieren je nach Granattyp stark. Es wurden folgende Granattypen unterschieden:

- Typ 1: Grossgranate (um 1 mm) mit doppelter Zonierung und symmetrischem oder asymmetrischem Muster der chemischen Endglieder. Das CaO hat zum Teil zwei Maxima in einem Profil. Asymmetrische Verteilungsmuster sind möglicherweise auf Einflüsse umliegender Minerale (einsseitig Glimmer) zurückzuführen.
- Typ 2: MnO-arme Kleingranate (0,5 mm) mit einfacher Zonierung und symmetrischem oder asymmetrischem Muster.
- Typ 3: Einfach zonierte MnO-arme Grossgranate (bis 5 mm) mit auffälligen Säumen. Säume, die einem Granattyp 3 anliegen, sind vom Granat chemisch unabhängig und zeigen eine eigene Zonierung.
- Typ 4: Einschlussreiche, unzonierte und grosse Atollgranate (0,5–1,2 mm) mit abnormal hohem FeO-Gehalt.
- Typ 5: Doppelt zonierte Kleingranate (max. 0,5 mm) mit starken Ab- und Anreicherungen der Oxyde FeO, MgO, MnO und CaO.
- Typ 6: Schwach zonierte Kleingranate (max. 0,3 mm) mit symmetrischen und asymmetrischen Zonierungen der Oxyde FeO, MgO, MnO und CaO.
- Typ 7: Einfach zonierte, CaO-arme Granate (0,5–1,1 mm). CaO und FeO sind in den Profilen unzoniert.
- Typ 8: Einfach zonierte CaO-arme und MgO-reiche Grossgranate (über 1 mm).

Bezüglich der Genese der Granate können folgende Schwerpunkte charakterisiert werden:

1) Doppelt zonierte (Typ 1 und 2) mit konstanten Fe/Mg-Verhältnissen deuten nach AMANN (1985) auf ein Granatwachstum ohne grössere Temperaturschwankungen.

2) Kleingranate (Typ 5) mit ausgeprägten CaO- und MnO-Glockenmuster (Elementfraktionierung) zeigen nach HOLLISTER (1966) ein kontinuierliches progrades Granatwachstum. Zu Beginn der Granatbildung herrschten im Kern niedrigere Temperaturen.

3) Homogene, einschlussreiche und FeO-reiche Granate (Typ 4) könnten die kritische Temperatur von 600 °C überschritten haben. Sie sind durch Diffusionsprozesse homogenisiert (YARDLEY, 1977; WOODSWORTH, 1977).

4) Inverse Zonierungen, speziell das MnO am Rand vieler definierten Granattypen, sind nach TRACY und ROBINSON (1976) retrograde Reaktionen (Grünschieferfazies) und nicht etwa komple-

xe prograde Entwicklungen während des Granatwachstums.

5) Weitere Abweichungen der chemischen Elemente, wie zum Beispiel CaO- oder MnO-arme oder MgO-reiche Granattypen, stehen im Zusammenhang mit den Gesamtgesteinschemismus der Paragneise der Silvretta.

6) Säume an symmetrisch zonierten Granaten (Typ 3) könnten auf eine ältere Generation von Granaten weisen.

Es sind vier Hauptprozesse für die acht verschiedenen Granattypen verantwortlich: a) Granatwachstum ohne grössere Temperaturschwankungen, b) progressives Granatwachstum (unter 600 °C), c) homogenisierte Granate, bei welchen eine eventuelle Zonierung überprägt wurde (über 600 °C) und d) retrograd überprägte Randzonen.

- AMANN, A. (1985): Unpubl. Diss. Univ. Innsbruck.
- HOLLISTER, L.S. (1966): Science 154, Nr. 3/757, 1647–1951.
- TRACY, R.J. und ROBINSON, P. (1977): Am. Mineral. 61, 762–775.
- WOODSWORTH, G.J. (1977): Canad. Mineralogist 15, 230–242.
- YARDLEY, B.W.D. (1977): Am. Mineral. 62, 793–800.

**F. Bussy** (Lausanne, Toronto):

*U–Pb zircon dating of the Mont-Blanc granite and its microgranular enclaves.*

As are most of the calc-alkaline and alkali-calcic granites in the world, the Mont-Blanc granite (Mont-Blanc external massif, Western Alps) is rich in dark microgranular enclaves. These enclaves are composed of two contrasting types (an Fe-rich and a Mg-rich type). Microgranular enclaves are commonly interpreted as blobs of a more or less mafic liquid (s.l.) once coexisting with the granitic magma. This interpretation requires that both the host granite and its enclaves have the same crystallization age. In order to test this assumption, Rb–Sr whole rock analyses were performed on the Mont-Blanc granite. The results yielded similar ages of  $311.6 \pm 18.4$  Ma for the granite and  $316 \pm 19.5$  Ma for a group of mafic Mg-rich enclaves (BUSSY et al., 1989). Because the large uncertainties of the data, a further attempt was made using the U–Pb isotope dilution technique on zircon. Three samples (a granite, an Fe-rich and a Mg-rich enclave) were processed. All contained a high proportion of crystals with inherited lead. Several analyses of each rock type, free of Pb inheritance, were obtained after selection of very small fractions (up to 7 µg of gem-quality zircons). Zircons with a flat diamond

shape, typical of a fast skeletal growth in an undercooled magma, have been selected within the enclave populations. The latter zircon morphologies are typically free of inheritance.

Results are as follows:

1) for the Mont-Blanc granite, two concordant fractions give an age of  $304 \pm 3$  Ma,

2) for the Mg-rich enclave, three discordant fractions define a discordia line with an upper intercept at  $306 +5/-3$  Ma,

3) for the Fe-rich enclave, a similar discordia line has an upper intercept at  $305 \pm 2$  Ma.

All three ages overlap within errors and are interpreted as recording the crystallization of the Mont-Blanc granite. Enclave ages are slightly older than that of the granite, but considering the small errors and the few data available, no geological significance is currently attributed to this age difference. These results are in good agreement with the currently accepted magmatic origin of the microgranular enclaves.

BUSSY, F., SCHALTEGGER, U. and MARRO, CH. (1989): The age of the Mont-Blanc granite (Western Alps): a heterogeneous isotopic system dated by Rb-Sr whole rock determinations on its microgranular enclaves. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 69, 3-13.

**R. Dalla Piazza et P. Dèzes** (Lausanne):

*Les métagabbros du Turtmanntal.*

*The metagabbros of the Turtmann valley.*

Ce travail repose sur les observations détaillées de plusieurs corps gabbroïques encaissés dans les unités de la nappe de Siviez-Mischabel au Turtmanntal et dans le Val de Nendaz.

Nous nous sommes intéressés principalement au plus grand de ces corps qui se situe dans la région de la Brändjispitz (Turtmanntal). Cette étude a permis de différencier plusieurs types de roches montrant une tendance évolutive à la fois pétrographique et chimique.

Par ailleurs, il nous a été possible de mettre en évidence l'existence de deux phases intrusives successives.

Du point de vue métamorphique, nous avons pu déterminer deux paragenèses principales. La première attribuée au faciès epidote-amphibole a été interprétée comme résultant d'un événement tardimagmatique. La seconde attribuée au faciès schiste vert résulte du métamorphisme alpin.

Tous les corps gabbroïques que nous avons étudiés ont enregistré ces deux événements métamorphiques. Nous en avons donc déduit qu'ils sont liés génétiquement.

Ce travail a permis de confirmer que ces roches gabbroïques sont monocycliques et probablement d'âge permien.

**M. Della Torre, J. Mullis, M. Frey and M.B. Underwood** (Basel/Columbia-Mo):

*Mafic assemblages in shales from the Diablo Range, Franciscan Complex, California.*

The Franciscan Complex in the Diablo Range consists largely of shales and metagreywackes and minor metabasites. Previous investigations focussed mainly on metagreywackes, blueschists and eclogites, and shales were, with a few exceptions (CLOOS, 1982; TERABAYASHI et al., 1992), neglected. The aim of this study is to reconstruct the metamorphic evolution of the shales by using optical microscopy, XRD, SEM, XRS-EDS, vitrinite reflectance, and microthermometry.

90 roadcut samples along Route 130 in the Mt. Hamilton area east of San José, and 18 borehole samples from the Pacheco Pass area were studied. Petrographic investigations of the shales and the interbedded greywackes from the Pacheco Pass area exhibits identical mafic mineral assemblages. The common assemblage here is lawsonite + pumpellyite + jadeite + chlorite + illite + albite + quartz. Additional minerals in shales include blue amphibole, zoisite, paragonite, calcite or aragonite. Illite crystallinity (IC) values range between  $0.31$  and  $0.52^\circ \Delta 2\theta$  for air-dried preparates, indicating low-grade anchizonal and high-grade diagenetic conditions. Vitrinite reflectance data range from 1.9 to 2.3 mean % Ro, indicating diagenetic conditions.

Mineral assemblages in shales from the Mt. Hamilton area vary between different tectonic units as defined by BLAKE (1981). The common assemblage for the Eylar Mountain Terrane in the west and the Galzas melange is lawsonite + chlorite + illite + quartz + corrensite + zoisite + albite + paragonite. Most IC values range from 0.42 to  $0.53^\circ \Delta 2\theta$ , indicating high-grade diagenetic conditions. Two samples have IC values consistent with the anchizone ( $0.31$  and  $0.35^\circ \Delta 2\theta$ ). Shales from the Burnt Hills Terrane in the east show a higher abundance of corrensite, albite and illite/smectite mixed-layer phases, and lower amounts of lawsonite and no paragonite. Vitrinite reflectance values along Route 130 of the Mt. Hamilton area range between 1.4 and 2.2 mean % Ro, indicating high-grade diagenetic conditions. Homogenization temperatures from secondary fluid inclusions (system  $H_2O-CH_4-$



NaCl<sub>2</sub>-CaCl<sub>2</sub>) in quartz veins indicate 240 °C for the water-rich fluids. Corresponding minimum pressures reach 3.5 kbars calculated from high-dense methane-rich fluids; structural relations between quartz veins and host rocks is still under investigation.

Correlations between vitrinite reflectance and IC data for both areas show that, for a given mean % Ro corresponding IC values are lower than those reported for other circum-Pacific subduction-related areas. This may be due to a pressure effect on Rm and/or IC. From vitrinite reflectance measurements a temperature of 230 °C was calculated on the basis of 2.1–2.2% Rm. This temperature is almost identical to that found from fluid inclusions mentioned above.

#### **R. Gieré (Basel):**

*High-temperature tonalite alteration at a contact with dolomite marbles (Adamello, Italy).*

A tonalite intrusion belonging to the Tertiary Re di Castello pluton (Adamello batholith, Northern Italy) exhibits intense alteration effects along the contact with Triassic dolomite marbles, providing evidence for mobility of titanium and other high-field-strength elements (HFSE). The geochemical and isotopic data prove that Ti and Zr may be highly mobile under certain geological conditions, and therefore, extreme caution is required in interpreting altered rocks on the basis of their trace element contents and ratios only.

Along the tonalite/dolomite contact the homogeneous tonalite has been altered to an assemblage of diopside (formed topotactically at the expense of hornblende) and plagioclase, with minor titanite, allanite and calcite. The altered tonalite is further characterized by the complete absence of the primary magmatic phases quartz, biotite, potassium feldspar and opaques. Textural relationships show that alteration took place at constant volume, implying gains or losses of major and trace elements (including HFSE and rare earth elements) by a factor of up to 2.5 relative to the unaltered tonalite. The gains and losses can be correlated with the observed mineralogical and crystal chemical changes.

The alteration of the tonalite caused a pronounced shift in its Nd and Sr isotopic compositions. This is in marked contrast to the non-significant change in the whole-rock  $\delta^{18}\text{O}$  of the tonalite. In combination with geochemical data the isotopic data indicate that the fluid involved in the tonalite alteration was dominantly of magmatic origin, and only partially derived from the dolo-

mite marble country rock. The oxygen isotopic compositions of coexisting plagioclase and diopside from the altered tonalite suggest that alteration took place at a temperature around 740 °C. This temperature is in good agreement with results from thermodynamic analysis of the phase assemblage in the altered tonalite.

#### **R. Handschin and W.B. Stern (Basel):**

*Cristallographic and chemical investigations on human bone apatite.*

Summary X-ray diffraction (XRD) studies on bone microsamples (human iliac crest of 87 individuals aged 0–90 years) reveal that certain crystallographic parameters such as unit cell volume of bone apatite, and half-width of (002)-reflection are well correlated with age and with type of tissue, corticalis and spongiosa.

Similar to inorganic apatite, the lattice parameters of bone apatite are intensely affected by ionic substitutions and vary mainly due to exchange of OH<sup>-</sup> and CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> and, to a minor extent, of F<sup>-</sup> and Cl<sup>-</sup>.

Chemical main constituents, minor and trace components have been systematically analysed on human iliac crest microsamples of 87 individuals aged 0–90 years by means of X-ray fluorescence (WD-XFA) and combustion analysis (for C, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O). The calculation of a structural formula basing on the analytically "hard" elements CaO and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> allows the quantification of the end-members A-type (F<sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>, OH<sup>-</sup> and CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>-apatite), B-type (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>-apatite) and Y-type (HPO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-apatite) of the complex apatite solid solution series. With increasing human age (0–50 y), the fraction of B-type increases, whilst the fraction of Y-type is decreasing, mainly in cortical bone ( $p = 0.004$ ).

The apatite fraction varies with age: in juvenile bone (0–25 y) the biomineralic fraction rises significantly ( $p < 0.001$ ), as does crystallinity (diminishing half-width,  $p < 0.001$ ) and area of apatite (002)-reflection ( $p < 0.001$ ) indicating a growth of crystal size at the cost of the "amorphous" fraction, which is interpreted as the disordered, imperfect part of apatite crystallites.

The second main age interval (25–50 y) does not display statistically relevant variations with age. The third main age group (50–90 y) is characterized by large chemical variations, probably due to overlapping effects of age and declining health. Chemical difference between corticalis and spongiosa is highly significant at all ages, and largest in old human crista iliaca (> 50 y).



**H.A. Hänni and K. Schmetzer**  
(Basel, Petershausen)

*Burmese type Rubies from Morogoro Area, Tanzania.*

Mineralogical and gemmological properties of rubies from a new type among Tanzanian rubies are presented. A comparison with the classical ruby material from Myanma (Burma), stemming from dolomitic marbles, is made.

The crystals occur with rounded shapes and outlines, having a smooth but corroded surface which strongly remember Burmese material. The crystals resemble spinel octahedra on the first glance, and were encountered first in the trade in packages of gem quality spinel. The rubies are found in three types of shapes: trigonal octahedra, pseudo cubes to elongated shapes, and strongly corroded irregularly terminated shapes. In all crystals examined, the basal plane  $c$  (0001) and the positive rhombohedron  $r$  (1011) were observed as dominant faces. Traces of intercalated narrow twin lamellae, cutting the crystal faces  $c$ ,  $r$ , and  $a$  were observed commonly. Their presence furnishes a first safe and quick means of identification against spinel.

Physical, chemical and spectroscopical data are given. Chromium is the only effective colour

causing trace element and thus governs the intensity of the red colour. Iron and vanadium and gallium are within or below detection limit of EDXFA. Microscopic investigations reveal internal characteristics which are also met in Burmese rubies, being considered as typical for that deposit. They are: colour growth zoning, irregular swirl-like colour distribution, inclusions of negative crystals, veils of fluid inclusions, included minerals such as spinel, garnet, zircon, apatite, and rutile silk which is short-needed and often irregularly distributed within a ruby crystal. Solid inclusions were identified by SEM or microprobe. The properties of this new type of Tanzanian rubies are compared with those of Burmese rubies and with those of an earlier known type of Tanzanian rubies from the same geographical area.

**André Hauser and Roger Zurbriggen (Bern):**

*Geology of the crystalline basement of the Hadbin area (Salalah area, Dhofar, Sultanate of Oman).*

The crystalline basement of the Hadbin area (eastern part of the Salalah area, Dhofar, Sultanate of Oman) was mapped on a scale 1:23,000, and investigated petrographically and geochemically.

In contrast to a team of Japanese geologists (MMAJ and JICA, 1981) who divided this area into the Hadbin body (granodioritic intrusion) and the Sadh gneisses we propose a finer subdivision into three complexes: the Hadbin complex, the Fusht complex and the Sadh complex.

The Sadh complex is the oldest unit consisting of metadiorites, amphibolites, biotite-hornblende gneisses and leucocratic gneisses. In the field we did not find any metasediments indicating a deep crustal level. Most ortho-para discriminating diagrams classify the rocks of the Sadh complex predominantly as ancient magmatic rocks. Therefore the protoliths are plutonic rocks. Since then they had been highly metamorphosed (migmatized) and deformed for several times.

The Fusht complex represents a calc-alkaline diorite-tonalite suite which intruded the Sadh complex. The main rock is a medium-grained tonalitic gneiss. The mantle-derived magmas of the Fusht complex show no evidence of a crustal contamination, which can be explained by assuming that the Fusht magmas ascended fast during extensional tectonics. A syn- to post-magmatic deformation phase transformed mainly the tonalites into tonalitic gneisses. In the field, where the schistosity is not well developed, the tonalites of

Optical properties and chemical data of Burma-type rubies from Morogoro area, Tanzania:

	sample 1	sample 2	sample 3
colour	medium	medium red	pink
refractive indices	strong red		
$n_o$	1.770	1.770	1.769
$n_e$	1.762	1.762	1.761
$d_n$	0.008	0.008	0.008

Chemical Composition of Burma-type rubies from Morogoro area (Tanzania) (electron microprobe analyses in weight%):

	sample 1	sample 2	sample 3
number of analyses	14	16	18
$Al_2O_3$	99.04–99.58	99.04–99.80	99.46–99.79
TiO	0.02– 0.05	0.02– 0.03	0.02– 0.22
$V_2O_3$	< 0.02	< 0.02	< 0.02
$Cr_2O_3$	0.29– 0.49	0.21– 0.37	0.10– 0.22
$Fe_2O_3$	< 0.02	< 0.02	< 0.02

the Fusht complex look very similar to the younger, undeformed rocks of the Hadbin complex.

The Hadbin complex consists of calc-alkaline quartz diorites, tonalites and granodiorites. Its main rock is a leucotonalite (trondhjemite). Generally the rocks of the Hadbin complex are more acid than those of the older Fusht complex. This is explained by the contamination by a crustal component of the former. Geochemical calculations show that the main rock of the Hadbin complex can be composed of one third of leucogranitic dyke material from the Sadh complex (crustal component) and of two thirds of mantlederived tonalites, as we find them in the uncontaminated Fusht complex. This requires a regional migmatization producing the leucogranitic melt in a deeper level of the Sadh complex, during the magmatism of the Hadbin complex.

The rocks of the Fusht and Hadbin complexes both plot within the volcanic-arc-field of the Rb-(Y + Nb) discrimination diagram (PEARCE et al., 1984) and are therefore interpreted to be subduction related. Both plutons are magnetite series and the Hadbin complex shows tendencies to ilmenite series (ISHIHARA, 1981). According to the classification of CASTRO et al. (1991) the Fusht suite is a M-type (mantle-derived) whereas the Hadbin suite is a Hm-type granitoid (hybride granitoid with a dominant mantle character).

Each magmatic event of the region produced a serie of different dyke types ranging in composition from dioritic to granitic. The anchibasaltic dykes and semilamprophyres (classified after WIMMENAUER, 1973) intruded simultaneously with rhyolitic dykes (subvolcanites occurring west of the Hadbin area). These dykes represent the youngest magmatic event of the region. They intruded in a brittle milieu at a time when most of the uplift had already taken place.

During uplift the crystalline basement was overprinted by a retrograde greenschist metamorphism and different hydrothermal alterations.

The discordant overlaying Cretaceous and Tertiary limestones of Jabal Nuss (Umm Er Rhadhuma formation) are the oldest sediments in the Hadbin area.

We propose the following sequence of main geological events of the Hadbin region:

- Polymagmatic and polymetamorphic history of the Sadh complex.
- Intrusion of the Fusht complex.
- Deformation of the Fusht complex deeper Sadh complex.
- During uplift: retrograde greenschist overprint, intrusion of the anchibasaltic dykes and semilamprophyres and hydrothermal alterations.
- Sedimentary cover.

#### M. Krzemnicki (Basel):

*As-Bi-Mineralisationen in der Mte.-Leone-Decke des Mättitales, Binntal-Region (CH).*

*As-Bi mineralizations in the Mte. Leone nappe of the Mätti valley, Binntal area (Switzerland).*

Das Mättital befindet sich im Südwesten der Binntal-Region (Oberwallis), direkt an der Grenze zu Italien. Es dominieren die leukokraten Gneise der penninischen Mte.-Leone-Decke. Der unterpenninische Deckenstapel ist östlich der Simplonabschiebung spätalpin stark gehoben worden. Diese Hebung, verbunden mit einer raschen Abkühlung, hat die mineralogische Vielfalt der Binntal-Region entscheidend geprägt. Die primären As-(+Bi-)Vererzungen im prätriadischen Gneis der Mte.-Leone-Decke wurden mehrfach remobilisiert und hydrothermal umgelagert (GRAESER und ROGGIANI, 1976). Im Mättital sind die Produkte dieser Umlagerung an eine pliocäne, E-W-streichende Bruchzone (D4) gebunden, die parallel zur Berisal-Synform (D3) verläuft (analoge Situation zur bekannten Cervandone-Region). Die spätalpinen, hydrothermalen As-(±Bi-)Lösungen migrierten bevorzugt entlang solcher Bruchsysteme. Ein laterales Eindringen in das sich rasch abkühlende Nebengestein fand nur in beschränktem Ausmass statt.

Die *As-Sulfide* der primären Vererzung im Mte.-Leone-Gneis reagierten mit einem  $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-F-Fluid}$  ( $\pm \text{Cl}$ , F), das aus den mesozoischen Metasedimenten der Mte.-Leone-Decke stammte. Das Arsen oxidierte und wurde vermutlich als  $\text{H}_3\text{AsO}_3^\circ$ -Komplexe transportiert. Nach HEINRICH und EADINGTON (1986) ist dieser Komplex hauptverantwortlich für den hydrothermalen Transport von Arsen. Aus dieser Lösung kristallisierten in der Folge die *Arsenite* ( $\text{AsO}_3$ ). Durch die Verwitterung der Arsenite (v.a. Cafarsit) ist das As erneut remobilisiert und schliesslich in Form stärker oxidierten *Arsenate* ( $\text{AsO}_4$ ) ausgeschieden worden.

Die regionale Häufung von As-Bi-Mineralisationen im Binntal setzt nicht zwingend eine grossräumige Migration von As-(±Bi-)Fluids quer durch den ganzen Deckenkörper voraus. Geologische Profile zeigen vielmehr, dass sich die topographisch verstreuten As-Bi-Vorkommen des Binntales in einem schmalen Bereich der isoklinal verfalteten Mte.-Leone-Decke befinden. Dieser Bereich umfasst die äusserste Gneishülle und den unmittelbar darüberliegenden, autochthonen Triasdolomit.

Auf diese Erkenntnis stützt sich die Vermutung, dass:

- mehrere primäre As-Vererzungen in der

äusseren Gneishülle der Mte.-Leone-Decke alpin remobilisiert wurden und As-haltige Lösungen im *lokalen* Bereich entlang spätalpinen Bruchsysteme zirkulierten;

– die As-Vererzungen im Dolomit des Binn-tales (z.B. Lengenbach) Ausdruck einer ebenfalls *lokalen* Gneis/Triasdolomit-Interaktion darstellen.

GRAESER, S. and ROGGIANI, A.G. (1976): Occurrence and genesis of rare arsenate and phosphate minerals around Pizzo Cervandone, Italy/Switzerland. *Rendiconti Soc. It. Min. Petr.*, Vol. XXXII, 279–288.

HEINRICH, C.A. and EADINGTON, P.J. (1986): Thermodynamic predictions of the hydrothermal chemistry of arsenic, and their significance for the paragenetic sequence of some cassiterite-arsenopyrite-base metal sulfide deposits. *Economic geology*, Vol. 81, 511–529.

**B. Kübler, R. Jantschik, M. Rolli et G. Rumley** (Neuchâtel):

*Le dosage quantitatif des minéraux majeurs dans les sédiments: Méthode de l'étalon externe.*

*Quantification of major minerals in sediments: external standard method.*

Deux problèmes majeurs doivent être résolus pour aboutir à un dosage quantitatif fidèle par diffraction X: le broyage et le coefficient d'absorption massique:  $\mu^*$  (PERSOZ, 1969). SAHORES (1970) propose de calculer ce coefficient par le rapport du rayonnement incohérent sur le cohérent et FERRERO (in PERSOZ, 1969) l'apprécie en balançant les contributions de chaque minéral calculées par les intensités des pics caractéristiques.

Avec des diffractomètres semi-automatiques (Philips-APD 10), la méthode Ferrero et les logiciels de Kettiger, le coefficient de corrélation entre la calcite déterminée par diffraction X et par le dosage du carbone minéral est de:  $r^2 = 0.989$  (132 éch. et pour des teneurs de 3 à 98%; JANTSCHIK, 1991). La précision du dosage des carbonates par diffraction X est ainsi démontrée pour les sédiments quaternaires de l'Atlantique N-E mais aussi ceux du Quaternaire de Champréveyres (Lac de Neuchâtel,  $r = 0.96$ , TURBERG, 1992).

Dans ces programmes de dosage, on a tenté d'apprécier les phyllosilicates par l'intensité des pics hkl à 4.45 Å env. La corrélation entre les teneurs en phyllosilicates déterminées par diffraction X et l'hydrogène déterminé par le «CHN Carlo-Erba» est de:  $r^2 = 0.878$  (JANTSCHIK, 1991). Malgré la grande variation de la réponse aux rayons X des phyllosilicates et surtout des argiles, leur appréciation est donc excellente aussi.

Avec la nouvelle génération de diffractomètre et avec les compteurs spectraux (p. ex.: Scintag XRD 2000 et Kevex PSI1), les  $K\beta$  et surtout les rayonnements parasites fluorescents étant éliminés sans diminution du rayonnement des  $K\alpha$ , la précision du dosage devrait être améliorée. En effet, l'influence du bruit de fond étant éliminée (compteur spectral et «fast Fourier»), le seul problème à résoudre est celui du coefficient d'absorption massique. La méthode Ferrero appliquée aux sédiments tardi-glaciaires et holocènes du Loclat (Neuchâtel) donne une corrélation de:  $r^2 = 0.921$  entre la calcite diffraction X et le C minéral (Carlo-Erba). Pourtant la matrice est très compliquée par l'abondance de matière organique (ROLI, 1992).

La méthode Ferrero consiste à calculer les  $\mu$  par rapport à un  $\mu$  argiles moyen de 47. Sa méthode n'est pas valable pour des roches ou des sédiments dépourvus de phyllosilicates ou d'argiles. Les erreurs pour des carbonates à plus de 80% de calcite, de dolomite ou de quartz deviennent trop grandes. Il faudrait pouvoir pour ces roches mesurer le  $\mu$ , par exemple par la méthode de Sahores.

**Nicolas Meisser et Guy Della Valle** (Lausanne):

*Hedleyite,  $Bi_7Te_3$ , and Joseite-B,  $Bi_4Te_2S$ , from Salanfe skarn, Aiguilles-Rouges massif, Switzerland.*

Bismuth tellurides are rare accessories minerals in two principal type of mineralizations: metamorphic contact deposits and quartz-gold veins. During systematical microscopic study of high gold-grade arsenopyrite samples from the Salanfe Mine, a Bi-Te-S-Au mineral association has been found.

Samples have been collected in massive arsenopyrite-löllingite lenses located in contact between pyroxene-skarn and marble, in levels 2160 m, 2170 m, 2180 m and 2190 m in the Mine. Preliminary gold analysis has been made by AAS method: gold grades from 26 ppm to 56 ppm have been determined. During microscopical investigations, a positive correlation has been observed between the number of gold inclusions and the number of bismuth minerals inclusions.

Bismuth minerals form graphic inclusions in arsenopyrite, often along fractures and cleavages. Average size of these inclusions are 30  $\mu$ m with a maximum around 50  $\mu$ m.

Electron microprobe analysis of this association enabled us to determine:

- *hedleyite*, a rare intermetallic-alloy with a compositional range:  $\text{Bi}_{6.68-6.79}\text{Te}_{0.21-3.32}$  or  $\text{Bi}_{2+x}\text{Te}_{1-x}$  ( $0.01 < x < 0.04$ ), partially replaced by joseite-B,
- *joseite-B*, with a compositional range:  $\text{Bi}_{4.05-4.35}\text{Te}_{1.91-2.07}\text{S}$ ,
- *bismuthinite*,  $\text{Bi}_2\text{S}_3$ , often associated with late stage sulfides (pyrrhotite, pyrite, sphalerite, etc.),
- *native bismuth*, pure metal, partially replaced by hedleyite,
- *native argentinian gold*, which contains about 8–10 wt% silver.

Petrographic assemblage of bismuth minerals permit to presume the following succession:  $\text{B} \rightarrow \text{Bi}_7\text{Te}_3 \rightarrow \text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S} \rightarrow \text{Bi}_2\text{S}_3$  produced by an increase of the sulfur activity. This association appears in a late deposition-stage.

Hedleyite is an unstable mineral, its decomposition into Bi and a  $\text{Bi}_2\text{Te}_3$ -like phase under atmospheric pressure begins near 266 °C, with an increasing in volume of 7%. Estimated temperatures of 270–350 °C for the formation of this association seem likely.

**R. Moritz, L. Fontboté, J. Spangenberg, S. Rosas and D. Fontignie** (Genève/Heidelberg):

*Isotopic (Sr, O, C) and fluid inclusion studies in the Pucara basin, Central Peru: Implications for the genesis of the Mississippi Valley-type Zn–Pb deposits.*

The Pucará basin is an extensive Triassic-Jurassic carbonate platform located on the western margin of the Brazilian shield in Central Peru. This basin was formed at the beginning of the Andean cycle during marine transgression over continental clastic sedimentary rocks, volcanic, and volcanoclastic rocks of Late Permian to Early Triassic age. The Pucará basin hosts several Mississippi Valley-type (MVT) Zn–Pb deposits and occurrences, Zn–Pb–(Cu–Ag) volcanic-associated ore deposits (in part massive sulfides) and a few low-grade vanadium occurrences. The San Vicente MVT Zn–Pb mine is the most important MVT deposit of the Pucará basin with an accumulated production of about 8 million metric tons, reserves exceeding 4 million metric tons, and Pb and Zn grades of 0.8% and 12.6%, respectively.

A previous Sr isotope study at the San Vicente Zn–Pb deposit indicates that the orebearing fluid was slightly more radiogenic than the contemporaneous seawater, a trend which is recognized worldwide in other MVT deposits, and that the Sr became more radiogenic during basin evolution. On this basis, it has been suggested that the ore-

bearing fluid acquired its radiogenic signature during migration through clastic sedimentary and volcanoclastic rocks underlying the Pucará basin before the fluid precipitated Zn and Pb in the carbonate rocks of the Pucará basin. In order to test this conclusion, four representative profiles distributed throughout the Pucará basin have been the subject of a detailed sedimentological and Sr isotopic investigation. The Sr isotope data display a systematic vertical trend with radiogenic values at the bottom of the basin ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.70854–0.70867) evolving towards values similar to coeval Triassic-Jurassic ocean water ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ : 0.70730–0.70785) higher in the sequence. The Sr isotope ratios of carbonates formed during the late stages of the diagenetic crystallization sequence are systematically more radiogenic than those formed at earlier stages and tend to become close to the radiogenic Sr ratios characteristic of the bottom of the basin. These results support the conclusion that the ore-bearing fluid circulated in the detrital rocks at the base of the Pucará basin before it formed the MVT deposits and occurrences, and that the basinal brine became progressively more radiogenic during the diagenetic evolution of the entire Pucará basin.

C and O isotopic data from the same four profiles are within a 0‰ to 4‰ (PDB) and a 0‰ to –80‰ (PDB) range, respectively, thus values that correspond to typical Triassic and Jurassic carbonates. The C and O isotope ratios become lighter with advancing diagenesis thus a trend that parallels the increasing radiogenic Sr ratios towards later diagenetic crystallizations stages. In contrast to the Sr isotopes, a unique explanation cannot be offered for the stable isotope trend. The latter could be the result of an increase of temperature and/or different fluid/host rock mixing ratios. It is assumed that the C and O isotopic composition of the basinal brine differed from that of the seawater which precipitated the original carbonates.

A preliminary microthermometric fluid inclusion study has been carried out on secondary dolomite and sphalerite from the San Vicente deposit fluid inclusions have two phases at room temperature with a low gas volume (2–5%). Homogenization temperatures range between 110 and 180 °C, and melting of ice is completed between –25 and –6 °C. Melting of ice starts below –21 °C which indicates that additional cations besides  $\text{Na}^+$  are in solution, probably  $\text{Ca}^{++}$ . Our fluid inclusion data suggest that the Zn–Pb San Vicente deposit was formed by a hot basinal brine, as documented in other MVT deposits.



**Th. Pettke (Bern):***Post-Variscan intrusive tourmaline breccia-pipes and veins in the southeastern Gotthard massif basement.*

In the southeastern part of the Gotthard massif (Val Camadra, Ticino, southeast of the Medelser Intrusion) tourmaline breccia-pipes and veins are crosscutting the Variscan basement and its structures. The age of the dyke intrusions is post-Variscan and pre-Triassic (Permian?), because the dykes crosscut late Variscan lamprophyres and are erosionally cut by transgressive Mesozoic sediments. Alpine metamorphic overprint in greenschist facies and its associated deformation destroyed many of the primary features.

Field evidence point to a magmatic origin; the similarity with larger intrusive Tertiary tourmaline breccia-pipes associated with copper ore deposit of Chile (SILLITOE and SAWKINS, 1971) and similar occurrences in Cornwall (U.K., ALLMAN-WARD et al., 1982) is striking. The steeply dipping breccia-pipes show an oval to tabular cross-section with a minimal diameter up to 1.5 m, their vertical extension was observed to be at least up to several tens of metres. Monomineralic tourmaline veins range in width from 1 m to 1 mm. The contact to the host rock is always sharp and generally shows no alteration zone. The angular clasts of the breccia-pipes consist without exception of the same pre-Mesozoic lithologies as the surrounding rocks, indicating no significant vertical transport. Some of the clasts contain tourmaline veins as well and point to a multiple stage tourmalinizing event. The pipe matrix consists of randomly orientated single black tourmaline needles (diameter up to 40 microns) and minor asbestos-like aggregates (mainly associated with lamprophyres) and quartz. One outcrop showed a matrix-supported tourmalinized "mill-breccia" with moderate to well rounded clasts, the matrix being very rich in white mica and chlorite. No structural control of pipe and dyke emplacement could be observed.

EMP and crystallographic (refined cell constants) data clearly show that the tourmaline chemistry is schörl-rich with variable but subordinate dravite component. The Ca-content (uvite) is minor.

The observed tourmaline breccia-pipes, "mill-breccia" and veins excellently fit a genesis model proposed by BARKER et al. (1986): Hypabyssal breccia pipes form in intimate relation with late stage magmatic processes. The main pipe on top of the porphyry intrusion which may contain Cu-W-Mo stockwork mineralization can have a

diameter of more than 1000 m (SILLITOE and SAWKINS, 1971). It mainly consists of tourmaline breccias, rockflour supported "mill breccias" and imbricated breccias with sheeted fractures in the surrounding host rock. The tourmaline formations found were not of the above mentioned extension and are therefore interpreted as distal dykes of the main pipe system (SCHERKENBACH et al., 1985). The large main pipe, however, could not be found; either because it is somewhere south of the actual border of the Gotthard massif basement or because it simply does not exist. The latter would imply a small scale equivalent of the Chilean tourmaline breccia pipe occurrences. A further problem is the required Permian acid intrusion, which is thought to represent the source of the boron-rich hydrothermal fluid (BARKER et al., 1985). Late Variscan rhyolite dykes are cut both by late Variscan lamprophyres and later tourmaline veins and are therefore probably too old, as well as the still older Medelser intrusives. As a consequence, the source intrusion is lacking.

- ALLMAN-WARD, P., HALLS, C., RANKIN, A. and BRISTOW, C.M. (1982): An Intrusive Hydrothermal Breccia at Wheal Remfry in the Western Part of the St. Aurel Granite Pluton, Cornwall, England. In: EVANS, A.M. (Ed.), *Metallisation Associated with Acid Magmatism*. Wiley and Sons, New York, pp. 1–28.
- BARKER, E.M., KIRWIN, D.J. and TAYLOR, R.G. (1986): *Hydrothermal Breccia Pipes*. Contributions of the Economic Geology Research Unit, James Cook University of North Queensland, vol. 12, p. 45.
- SILLITOE, J.F. and SAWKINS, F.J. (1971): Geologic, Mineralogic and Fluid Inclusion Studies Relating to the Origin of Copper-bearing Tourmaline Breccia Pipes, Chile. *Econ. Geol.* 66, pp. 1028–1041.
- SCHERKENBACH, D.A., SAWKINS, F.J. and SEYFRIED Jr., W.E. (1985): Geologic, Fluid Inclusion, and Geochemical Studies of the Mineralized Breccias at Cu-mobabi, Sonora Mexico. *Econ. Geol.* 80, pp. 1566–1592.

**M. Schafer (Lausanne):***Sulfarsenide und Arsenide des Turtmanntals (VS).**Sulfoarsenide und arsenides of the Turtmann valley (VS, Switzerland).*

Ni-, Fe- und Co-Sulfarsenide und Arsenide sind aus drei Mineralisationen im Turtmanntal (VS) bekannt. Zwei der Lokalitäten sind die ehemalige Mine Kaltenberg (GILLIÉRON, 1946) und das Pipjitälli (DELLA VALLE und SARTORI, 1988). Sie liegen im alten polymetamorphen Basement der Siviez-Mischabel-Decke. Hingegen liegt das Erzvorkommen Plantorin (Omen Roso) in einer monometarmorphen, vermutlich permokarboni-



Tab. 1 Mikrosonde- und Gandolfi-Röntgen-Analysen von Gersdorffiten aus dem Turtmanntal. Die Mikrosonde-Analysen sind in Atom-Proportionen wiedergegeben und auf  $\text{As} + \text{S} = 2$  normiert.  $\text{Me} = \text{Ni} + \text{Co} + \text{Fe}$ ; das Verhältnis  $\text{Me}/(\text{As} + \text{S} = 2)$  zeigt den Kationenüberschuss, der vermutlich analytischer Natur ist (As-Verdampfung?). Zusätzlich wird der  $a_0$ -Wert der Elementarzelle mit der absoluten und der prozentualen Abweichung vom stöchiometrischen Wert nach YUND (1962) aufgeführt.

Name	Probe	Lokalität	Ni	Co	Fe	As	S	As/S	Me/(As+S=2)	$a_0(\text{\AA})$	$\Delta a_0(\text{\AA})$	$\Delta a_0(\%)$
Co-Fe-Gd	62-2.1	Plantorin	0.64	0.27	0.12	0.99	1.01	0.97	1.026	5.657	0.037-	0.65
Co-Gd	62-112	Plantorin	0.79	0.22	0.03	1.01	0.99	1.02	1.036	5.677	0.017-	0.3
pure Gd	62-310	Plantorin	0.96	0	0.01	1	1	1.01	0.966	5.687	0.007-	0.12
pure Gd	98-4.4	Kaltenberg	1.02	0.01	0.01	1.02	0.98	1.04	1.04	n.d.		
As-Gd	90-1.4	Pipji	0.7	0.2	0.08	1.33	0.67	1.96	1.04	n.d.		
As-Gd	90-1.2	Pipji	0.87	0.11	0.07	1.49	0.51	2.95	1.046	5.704	0.01+	0.18
As-Gd	90-4.6	Pipji	0.93	0.09	0.04	1.57	0.43	3.63	1.065	n.d.		
As-Gd	98-4.7	Kaltenberg	0.97	0.1	0	1.67	0.33	5.05	1.079	5.724	0.03+	0.53
As-Gd	98-5.10	Kaltenberg	0.97	0.1	0	1.68	0.32	5.15	1.07	n.d.		
Synthetic Gd	YUND		1	0	0	1	1			5.694		

schen Abfolge (SCHMUTZ, 1984) und weist im Gegensatz zu Pipji und Kaltenberg eine Baryt-reiche Paragenese auf. Aufgrund der strukturellen Position ist die Platznahme der Co-Ni-Fe-Erze als alpines Ereignis einzustufen, das unter grünschieferfaziellen Bedingungen im Tertiär abgelaufen ist.

Der Schwerpunkt wird hier nur auf die Inventarisierung der Arsenide und Sulfarsenide gelegt, wobei der Akzent auf den Gersdorffit gesetzt wird.

#### Gersdorffit ( $\text{NiAsS}$ )

Gersdorffit (Gd) ist ein eher seltenes Ni-Erz. YUND (1962) hat experimentell nachgewiesen, dass bei 700 °C eine Mischreihe von  $\text{Ni}_1\text{As}_{0.77}\text{S}_{1.23}$  bis  $\text{Ni}_1\text{As}_{1.77}\text{S}_{0.23}$  existiert. Im Turtmanntal kann nicht nur die As-S-, sondern auch die Ni-Co-Fe-Substitution untersucht werden (Tab. 1). Diese grosse Vielfalt wurde dazu genutzt, zum erstenmal (?) an natürlichen Gersdorffiten mittels Gandolfi-Röntgenverfahren das Verhalten der Elementarzelle in Abhängigkeit der beiden Substitutionsmöglichkeiten zu testen. Eine Einkristall-Röntgen-Untersuchung zur Ermittlung der Raumgruppen-Symmetrie war leider nicht möglich, da auch winzigste Gersdorffit-Körner polykristallin sind.

Aus der Tabelle 1 wird ersichtlich: Substitution von S durch As führt zur Erweiterung der Elementarzelle. Substitution von Ni geschieht vorwiegend durch Co und führt zur Reduktion des Gitters.

In Kaltenberg ist nahezu stöchiometrischer Gersdorffit zu finden, und zwar in feinen Adern und in Anwachssäumen in äusserst geringen Mengen innerhalb einer extrem As-reichen Gersdorffit-Masse.

Damit sind die beiden Pole im As-S-Substitutionssystem abgesteckt, nämlich  $\text{As/S} = 1$  und 5. In Pipji sind die Zwischenglieder vorhanden mit  $\text{As/S} = 2$  bis 4. Plantorin ist charakterisiert durch drei Gersdorffit-Arten mit ziemlich stabilem  $\text{As/S} = 1$ , aber interessantem Kationen-Austausch. Bis zu 40% des Ni wird ersetzt.

Im Zusammenhang mit Gersdorffiten wird oft das Klemm-Diagramm als Geothermometer angewandt. Bei den vorhandenen, teilweise extremen Abweichungen des As/S-Verhältnisses wäre aber dessen Anwendung fragwürdig.

#### Arsenopyrit ( $\text{FeAsS}$ )

Arsenopyrit ist in Kaltenberg meist leicht S-überschüssig mit  $\text{As/S} = 0.80$  bis 1.05. Fe wird meist nur in geringsten Mengen unterhalb 1% substituiert, so z.B. in Analyse 48-1.1:  $(\text{Fe}_{1.04}\text{Co}_{0.01})_{\Sigma 1.05}\text{As}_{0.95}\text{S}_{1.05}$ ;  $\text{As/S} = 0.91$ .

Substitution ist v.a. in kleinen idiomorphen Kristallen zu beobachten und kann rund 15% des Fe ersetzen, z.B. Analyse 48-2.1:  $(\text{Fe}_{0.91}\text{Co}_{0.12}\text{Ni}_{0.02})_{\Sigma 1.05}\text{As}_{0.96}\text{S}_{1.04}$ ;  $\text{As/S} = 0.92$ .

Aussergewöhnlich ist in Kaltenberg ein Arsenopyrit mit 38 at% As, allerdings wird gut 20% des Fe ersetzt. Analyse 52-110:  $(\text{Fe}_{0.82}\text{Co}_{0.21}\text{Ni}_{0.01})_{\Sigma 1.04}\text{As}_{1.16}\text{S}_{0.84}$ ;  $\text{As/S} = 1.39$ .

Das System Fe-As-S ist ein recht häufig angewandter, aber nicht unbestrittener Geobarometer in der Lagerstättenkunde. Die Variabilität von As/S deutet auf unterschiedliche Bildungstemperaturen, aber auch hier wirkt sich der Einfluss der Fe-Substitution in unbekanntem Mass aus.

#### Kobaltit ( $\text{CoAsS}$ )

Kobaltit ist äusserst spärlich und scheint As-reichen Pyrit (2 at% As) zu verdrängen.

Z.B. Analyse 51-2.6:  $(\text{Co}_{0.84}\text{Fe}_{0.18}\text{Ni}_{0.02})_{\Sigma 1.04}\text{As}_{0.97}\text{S}_{1.03}$ ; As/S = 0.9.

#### Arsenide

Das Triarsenid Skutterudit  $(\text{Co,Fe,Ni})\text{As}_{3-x}$  ist in Pipji oft verwachsen mit Gersdorffit. 90-1.7:  $(\text{Co}_{0.55}\text{Ni}_{0.24}\text{Fe}_{0.21})_{\Sigma 1.06}\text{As}_{2.82}$ .

Es existieren die Diarsenide Rammelsbergit  $\text{NiAs}_2$ , Safflorit  $\text{CoAs}_2$  und Löllingit  $\text{FeAs}_2$ , aber nur vom letzten gibt es Analysen:

91-1.1  $(\text{Fe}_{0.62}\text{Ni}_{0.39}\text{Co}_{0.05})_{\Sigma 1.06}(\text{As}_{1.98}\text{S}_{0.02})_{\Sigma 2}$

Speziell zu vermerken ist der erste Fund von Sperryolith  $\text{PtAs}_2$  in der Schweiz, leider nur im Bachschutt und nicht anstehend.

**Verdankungen:** Die EMS-Analysen wurden von Prof. Schwander und die Gandolfi-Röntgen-Analysen von Prof. Graeser (beide Universität Basel) in verdankenswerter Weise ausgeführt.

#### U. Schaltegger und P. Stille (Strasbourg):

*Die Evolution des Sm-Nd-Isotopensystems toniger Sedimente im Verlaufe von Diagenese und Metamorphose.*

*Sm-Nd isotope system evolution of clays during diagenesis and metamorphism.*

Tonige Sedimente bestehen aus kontinentalem Detritus und Mineralneubildungen während diagenetischer und metamorpher Überprägungen. Das Sm-Nd-Isotopensystem wird im Gegensatz zu den K-Ar- und Rb-Sr-Systemen durch diese Vorgänge vergleichsweise wenig gestört; es behält deshalb gewisse Informationen über die Zusammensetzung, den Ursprung und das mittlere Alter des kontinentalen Liefergebietes. Dies ist Voraussetzung zur Verwendung des Sm-Nd-Isotopensystems als Datierungsmethode an tonigen Gesteinen oder deren Tonmineralfraktionen (STILLE und CLAUSER, 1986, GCA 50: 1141-1146; BROS et al., 1992, EPSL, in press).

Die vorliegende Studie befasst sich mit den Veränderungen des Sm-Nd-Isotopensystems von Korngrößenfraktionen toniger Sedimente kambrischen Alters bei Bedingungen der tiefen Diagenese und anchi- bis epizonaler Metamorphose. Es wurde ein 80 km langes Profil in der Meseta von Marokko südwestlich von Casablanca bearbeitet, das gegen SW zunehmend von der herzynischen Metamorphose überprägt wird. An Korngrößenfraktionen von  $< 0.2 \mu$  bis  $2-6 \mu$  wurden K-Ar-, Rb-Sr- und Sm-Nd-Isotopenanalysen ausgeführt. Dabei wurde der Sr- und Nd-Anteil, der fest im Kristallgitter eingebaut ist, von demjenigen, der mit kalter 1-N-HCl auswaschbar ist, se-

pariert und getrennt analysiert. Die Analysen zeigen, dass die Rb/Sr- bzw. Sm/Nd-Elementverhältnisse sowie die  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - und  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ -Isotopenverhältnisse der Waschlösung verschieden von denjenigen des Rückstandes sind. Wir nehmen an, dass die Waschlösungen in ihrer Isotopenzusammensetzung die letzte fluide Phase repräsentieren, die mit dem Mineral in Kontakt kam. Falls das Tonmineral mit dieser fluiden Phase im Equilibrium stand, kann aus der Beziehung Waschlösung-Rückstand ein Alter abgeleitet werden.

K-Ar und Rb-Sr von Fraktionen  $> 2 \mu$  reflektieren noch die Überprägung durch die kaledonische Metamorphose vor ca. 450 Ma, während feinere Korngrößen zunehmend durch die herzynische Überprägung verjüngt werden. Die Tonfraktionen  $< 1 \mu$  aus der südlichsten Region des Untersuchungsgebietes liefern K-Ar-Alter von 200 Ma. Dieses Alter steht in Zusammenhang mit dem seinerzeit weitverbreiteten Hydrothermalismus, der mit der Öffnung des Nordatlantiks einherging. Alle unbehandelten Tonfraktionen zusammen definieren eine Isochrone von ca. 330 Ma.

Das Verhalten des Sm-Nd-Systems wird durch den ausserordentlich hohen Anteil an austauschbarem Nd bestimmt. Die seltenen Erden werden bei zunehmender Metamorphose in den sich neu bildenden Apatit eingebaut. Dabei wird Nd im Vergleich zu Sm bevorzugt, was eine Erhöhung des Sm/Nd-Verhältnisses in der koexistierenden fluiden Phase zur Folge hat. Die Sm-Nd-Isotopensysteme aller diagenetischen Tonfraktionen einschliesslich ihrer Waschlösungen und Residua definieren unabhängige, interne Referenzgeraden panafrikanischen Alters. Sie reflektieren damit noch das Alter des Liefergebietes.

Aus den Untersuchungen kann gefolgert werden, dass das Sm-Nd-System vom detritischen Anteil des Gesteins bestimmt wird und durch Vorgänge während der Diagenese und der Metamorphose sehr wohl gestört werden kann, ohne dabei aber einen neuen Gleichgewichtszustand zu erreichen.

#### J. Schmid (Fribourg)

*Magnesit-Marmore in der Silvretta-Decke (oberes Ostalpin).*

*Magnesite marbles in the Silvretta nappe (Upper Austroalpine).*

Drei Linsen kristalliner Magnesit-Karbonate befinden sich in der Silvretta-Decke, in der Re-

gion westlich Zernez (Engadin). Die Magnesit-Marmore sind von Paragneis umgeben.

Ausser Magnesit sind Dolomit, Quarz, Talk und Enstatit vorhanden.

Aufgrund makroskopischer und petrographischer Beobachtungen lässt sich aussagen, dass die Magnesit-Marmore und der angrenzende Paragneis mindestens eine gemeinsame Deformationsphase hinter sich haben. Diese entspricht höchstwahrscheinlich der variszischen Deformationsphase. Die Magnesit-Kristalle haben ihre heutige Form und den Chemismus wahrscheinlich während der variszischen Deformationsphase D<sub>3</sub> erreicht.

Messungen der stabilen Isotopen von Sauerstoff und Kohlenstoff geben Hinweise auf die Genese der Magnesit-Marmore:

- $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ -Werte von etwa null ‰ sprechen klar für eine Ablagerung der Karbonate im marinen Milieu. Wann diese Ablagerung stattfand, entzieht sich meiner Kenntnis.

- $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ -Werte von ca. 12‰ weisen darauf hin, dass metamorphe Fluids zirkulierten; sie geben uns auch eine grobe Einschätzung des bei der Einstellung des isotopischen Gleichgewichts herrschenden Metamorphosegrads (mittlere Grünschiefer- bis untere Amphibolitfazies).

Magnesit und Dolomit in den Magnesit-Marmoren sind chemisch nicht im Gleichgewicht. Der Dolomit wurde bei höheren Temperaturen gebildet.

Es ist vorstellbar, dass die Magnesit-Marmore ehemals als Dolomite vorlagen und später hydrothermal zu Magnesit umgewandelt wurden.

### P. Schwer (Basel):

*Bodenneubildung durch Verwitterung von Opalinuston im Baselbieter Tafeljura.*

*Soil formation by weathering of Opalinuston in the tabular Jurassic mountains of the Basel area.*

Das durch die Bodenerosion hervorgerufene Ungleichgewicht zwischen Bodenneubildung und Bodenabtrag stellt die Hintergrundproblematik dieser Forschungsarbeit dar.

An einem ausgewählten Lehm-Pseudogley-Boden mit Opalinus-Ton als Ausgangssubstrat werden stoff- und wasserhaushaltliche Untersuchungen ausgeführt, welche die pedogenetischen und mineralogischen Prozesse am Übergang Pedo- zur Lithosphäre klären sollen. Art und Verlauf dieser Prozesse bestimmen die Menge und die Geschwindigkeit der Bodenneubildung

(«Nachschaffen» von Bodenmaterial) durch die Verwitterung des Ausgangssubstrats.

Das Untersuchungsgebiet liegt ungefähr 30 km südöstlich von Basel im Oberbaselbieter Tafeljura. Der Untersuchungsstandort befindet sich im Kleineinzugsgebiet «Länenbachtal» zwischen Ormalingen und Rothenfluh (Kanton Basel-Landschaft).

Die *Bodenneubildung* beschränkt sich auf den Grenzbereich Pedo-/Lithosphäre. Diese Übergangszone ist je nach Bodentyp, Ausgangssubstrat und topographischer Lage des Standorts in den unterschiedlichsten Tiefen anzutreffen. Beim betrachteten Standort befindet sich diese Zone zwischen 50 und 80 cm Tiefe. Durch die *Bodenneubildung* wird der Pedosphäre «frisches Bodenmaterial» durch den physikalisch-chemischen Abbau von lithogenem Ausgangsmaterial (Opalinus-Ton) zugeführt.

Das Bodenmaterial und das Ausgangssubstrat werden mittels *Röntgenfluoreszenz-Spektrometrie* (ED-/WD-XFA) und *Röntgendiffraktometrie* (XRD), auf ihre chemische und mineralogische Zusammensetzung hin untersucht. Die chemischen Inhaltsstoffe der Sickerwässer werden mittels *Atomemissions-Spektroskopie* (ICPAES) und *Ionenchromatographie* (IC) analysiert.

Generell zeigen die bis anhin vorhandenen Daten aus den Analysen von Boden- und Wasserproben markante Änderungen ab einer Tiefe von ca. 40–60 cm. Diese lassen sich durch die auf dieser Tiefe anzutreffende Übergangszone Pedo-/Lithosphäre erklären. In den Gesamtgesteinsanalysen ändern z.B. Hauptelemente wie Si, Al, Ca, Mg und K ab ca. 40 cm Tiefe ihre Konzentrationen um ca. 10–150% ( $\text{SiO}_2$ : 54–60 wt%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ : 18–22 wt%; CaO: 1,1–2,8 wt%;  $\text{MgO}$ : 1,2–1,8 wt%;  $\text{K}_2\text{O}$ : 2,4–3,2 wt%). In den Analysen der Bodenlösungen können die Elementkonzentrationen (Si: 3,8–5,2 ppm; Al: 0,2–0,5 ppm; Ca: 30–105 ppm; Mg: 1–6 ppm; K: 1,5–3,0 ppm) ab einer Tiefe von ca. 55 cm um bis das 8fache variieren. Alle betrachteten Hauptelemente ausser Si in den Boden- und Wasserproben als auch K in den Bodenlösungen nehmen mit der Tiefe zu. Die K-Konzentrationen in den Boden- und Wasserproben zeigen ab einer Tiefe von ca. 55 cm reziproken Verlauf. Die Ca-Werte in den Bodenproben weisen erst in einer Tiefe von ca. 90 cm diesen Konzentrationssprung auf, was auf eine tiefer als die Grenzzone reichende  $\text{CaCO}_3$ -Auswaschung zurückzuführen ist. Die gemessenen physikalisch-chemischen Parameter, wie pH, Kationenaustauschkapazität und Basensättigung der Bodenproben als auch pH, Leitfähigkeit und Temperatur der Bodenlösungen, zeigen ähnliche Phänomene.

**M. von der Crone (Fribourg):***The influence of seawater to the bleaching by firing ceramic masses; chemical results.*

The effect, that ceramic products of redfiring clays turn to a pale yellow or even white when prepared with saltwater is used by many potters. In their book "Les potiers de Djerba" J.L. COMBES and A. LOUIS are writing: "If he likes to get white pottery and that's mostly the case he takes seawater. Does he prefer red or bronze pottery he takes rainwater or the water from the pit." This is for contemporary pottery, but from Egypt and Tunesia there is also known ancient pottery of this kind. By all the samples (ancient and contemporary) the bleaching is limited to the surface and enters not more than about 1 mm.

This property of the salt which is used by the potters by intuition will be examined scientifically. The following factors which have a great influence to the bleaching are taken into consideration:

- the mineral and chemical composition of natural clays and "synthetic" mixtures,
- the grain size of the original materials,
- the firing temperature,
- the holding time and maximum temperature.

Of high interest are the questions: Why does the bleaching occur? What are the causes? And what are the consequences to physical parameters like porosity, resistancy etc.?

The subject of the poster are qualitative and quantitative phase-analysis and quantitative chemical analysis (neutron activation analysis and x-ray fluorescence).

COMBES, J.L. and LOUIS, A. (1967): Les potiers de Djerba. Publications du Centre des Arts et Traditions Populaires, Tunis.

**H. Wang (Basel):***Diagenesis and Incipient Metamorphism of Helvetic Sediments from Eastern Switzerland.*

The clay mineralogy of 320 samples from Helvetic sediments (mainly shales, slates, marls, and limestones) from eastern Switzerland were studied. The sampling area covers 50 km × 35 km and is limited by the border line of the Alps near Appenzell in the North, the Rhine River in the East and South, and Lake Walen in the West. All results reported below were obtained on air-dried preparates of the decarbonated clay fraction (< 2 µm).

Illite "crystallinity" (IC) was determined using the Kübler index and ranges between 2.5 and

0.17° Δ2θ CuKα, with the anchizone limits being 0.42 and 0.25° Δ2θ). As expected, IC generally decreases from North to South. The diagenetic zone comprises mainly the Säntis nappe. A subdivision of the diagenetic zone based on IC data was not successful. The transition from the diagenetic zone to the anchizone occurs within the Axen nappe NE of the Seez valley. The anchizone/epizone boundary is not yet well defined, but is provisionally located between km 200 and 205 (Swiss coordinate network) in the Tamina valley. A few anchizone IC values in the Subalpine Molasse are due to the presence of detrital mica.

X-ray diffractograms in the low-angle region between 4.5 and 10.5° 2θ CuKα were treated with a deconvolution program. Most of our XRD traces can be approximated satisfactorily by three peaks attributed to illite (I), illite/smectite mixed-layer (IS) and chlorite. Half-width and peak positions were determined for I and IS and correlated with the Kübler index. Halfwidths (HW) generally decrease from North to South (HW<sub>I</sub> = 0.85–0.12° Δ2θ, HW<sub>IS</sub> = 2.3–0.25° Δ2θ). There exist rather good linear correlations between Kübler index and HW<sub>I</sub> or HW<sub>IS</sub> at IC values < 0.5° Δ2θ. The limiting HW values after deconvolution for the anchizone are: HW<sub>I</sub> = 0.29 and 0.17° Δ2θ; HW<sub>IS</sub> = 0.67 and 0.40° Δ2θ. Peak positions of IS also generally decrease from North (d = 11.7 Å) to South (d = 10.02 Å), but the correlation with IC is less well defined.

**Marc Wenger und Thomas Armbruster (Bern):***Synthese columbitverwandter Minerale: Das System Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-NiO-TiO<sub>2</sub>.**Synthesis of minerals related to columbite: the system Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub>-NiO-TiO<sub>2</sub>.*

Zu den wichtigsten Nb- und Ta-Erzphasen gehören die Minerale der Columbitgruppe AB<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, mit A = Fe<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup> und B = Nb<sup>5+</sup>, Ta<sup>5+</sup>. Sie umfasst die Endglieder Ferrocolumbit FeNb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, Manganocolumbit MnNb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>, Manganotantalit MnTa<sub>2</sub>O<sub>6</sub> und Manganocolumbit MgNb<sub>2</sub>O<sub>6</sub>. Die Struktur dieser Minerale kann als geordnete Überstruktur von αPbO<sub>2</sub> mit 2 (Nb,Ta)<sup>5+</sup> + 1 (Fe, Mn, Mg)<sup>2+</sup> ↔ 3 Pb<sup>4+</sup> aufgefasst werden (CERNY und ERCIT, 1989).

In der Natur treten verschiedenste Ordnungsgrade der A- und B-Kationen auf, vom wohlgeordneten Columbit bis zum völlig ungeordneten Äquivalent Ixiolit (WENGER et al., 1991). Die Kenntnis des Ordnungsverhalten dieser Kationen besitzt Bedeutung in der Erklärung der Stabilität



dieser Mineralgruppe und ist damit eine Grundlage zur Abschätzung von Bildungsbedingungen des Muttergesteins.

Zur Untersuchung der Phasenstabilität von Columbit unter kontrollierten Bedingungen ist das System  $\text{NiO-Nb}_2\text{O}_5$  gewählt worden. Dies hat den Vorteil, dass gegenüber den natürlich auftretenden Columbiten mit  $\text{Fe}^{2+}$  und  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Ni}^{2+}$  seinen Oxidationszustand auch bei variablem  $f_{\text{O}_2}$  beibehält. Dazu kristallisiert  $\text{NiNb}_2\text{O}_6$  bei geologisch relevanten Temperaturen im Columbittyp. Das Verhalten des Columbitgitters bei Systemverunreinigungen wurde durch Dotieren mit  $\text{Ti}^{4+}$  nach der Reaktion  $3 \text{Ti}^{4+} \rightarrow 2 \text{Nb}^{5+} + 1 \text{Ni}^{2+}$  getestet. Zur Synthese sind reinste Oxide der Kationen ( $\text{TiO}_2$  in der Modifikation von Anatas) stöchiometrisch eingewogen, zu Tabletten gepresst und bei 1 Bar unter Luftatmosphäre gesintert worden. Die notwendige Reaktionszeit variierte dabei von 4 h bei 1200 °C bis zu 28 Tagen bei 800 °C.

Reines  $\text{NiNb}_2\text{O}_6$  kristallisiert von < 800 °C bis 1350 °C im Columbitgitter. Die A- und B-Kationen sind dabei wohlgeordnet. Bereits kleinste Verunreinigungen des Systems durch Ti führen zur Kristallisation von Nb-Ni-Rutil. Erstaunlich ist dabei, dass keine Verdreifachung der kristallographischen c-Achse (Trirutil) auftritt, sondern immer eine Monorutilzelle. Elektronenmikrosondemessungen zeigen, dass Ni-Columbit keine signifikanten Ti-Konzentrationen einbaut, was auch durch die Konstanz der Zellkonstanten bestätigt wird. Bei petrologisch relevanten T von 800 bis 1000 °C bei einem Bar Druck besitzt Columbit, paragenetisch mit Nb-Ni-Rutil, ein grosses Stabilitätsfeld von 0 bis 80 mol% Ti (800 °C), resp. 0 bis 55 mol% Ti (1000 °C). Die Rutilphase erfährt beim Einbau von Nb und Ni eine Zellvolumenzunahme von bis zu 7%. Oberhalb 1350 °C bis zum Schmelzpunkt von ca 1450 °C ist auch bei der Zusammensetzung  $\text{NiNb}_2\text{O}_6$  Nb-Ni-Rutil die einzige stabile Phase. Die untere Stabilitätsgrenze für Rutil liegt in diesem System bei ca 800 °C. Unterhalb dieser Temperatur bleibt Anatas erhalten.

CERNY, P. und ERCIT, S. (1989): Soc. Geol. Appl. Min. Dep., Spec. publ., 7, 27–80.

WENGER, M., ARMBRUSTER, TH., und GEIGER, CH. A. (1991). Amer. Mineral., 76, 1897–1904.

### F. Würsten (Bern):

*The Precambrian crystalline basement of the Salalah area (Dhofar, Southern Sultanate of Oman).*

Outcrops of Precambrian crystalline basement can be found at three places in the Sultanate of

Oman: two relatively small windows in the northern Sultanate of Oman (Jabal Jalan and Qualhat), and a large window of c. 1000 km<sup>2</sup> near Salalah.

The crystalline basement of Salalah can be subdivided into different complexes:

**Sadh complex:** It is the oldest unit of this area and consists of strongly deformed gneisses, which were metamorphosed several times under upper amphibolite-facies conditions. The rocks of the Sadh complex consist of a continuous series of calcalkaline plutonic rocks (diorites, tonalites and granodiorites).

**Juffa complex:** In contrary to the other four complexes, which consist of a continuous suite of plutonic calc-alkaline rocks, the Juffa complex consists of three clearly distinguishable lithologies: two-mica-gneisses, black amphibolites and metaultramafic lenses.

The mineralogy of the two mica gneisses is qtz, plag, bio, mus, gar, and relic sill. Two types of garnet can be distinguished: pre- to synkinematic and postkinematic garnets. Garnet-biotite thermometry indicates always a higher temperature for the first generation of garnet (650–750 °C) than the second one (550–650 °C). The two mica gneisses were later overprinted under upper greenschist to lower amphibolite facies conditions, which can be seen by the alteration of bio and gar to chl, saussuritization of plag and the recrystallization, oblique to the main schistosity, of mus and epi.

The black amphibolites usually form concordant layers in the two mica gneisses. They consist of amph, plag, qtz and rare relic cpx.

Various types of metaultramafic lenses can be distinguished. Most of them are metapyroxenites, which are now strongly altered due to greenschist overprint.

The protoliths of the Juffa complex are not known yet. However, a sedimentary origin of the Juffa complex seems to be very probable.

**Mahall complex:** This complex consists of monotonous qz-dioritic and tonalitic gneisses. The Mahall complex intruded the Sadh complex and was later metamorphosed together with the Sadh complex under upper amphibolite facies conditions.

**Fusht complex:** This complex consists of qz-diorites to mainly tonalites. In the central part, the Fusht complex is undeformed, but towards the border, the tonalites of the Fusht complex are intensely deformed. The foliation is always parallel to the lithologic contact to the Sadh complex.

**Hadabin complex:** This undeformed intrusive complex consists mainly of tonalites and granodiorites. The Hadabin complex is the youngest intrusive complex.

The whole area is cut by a large number of basic dikes. A small red granitic body and rhyolitic dikes are temporally related to these basic dikes.

The crystalline is covered by Paleozoic (*Marbat sandstone*) and Cretaceous-Tertiary sediments.

U-Pb dating on zircon gives an age of  $820 \pm 10$  Ma for the Juffa complex (two mica gneisses) and  $799 \pm 10$  Ma for the Mahall complex. Thus, the minimum age of the Sadh complex is 820 Ma, as it is the oldest complex. K-Ar ages on biotite and muscovite give ages of 750 to 800 Ma, which represents the cooling to 300–350 °C. Rb-Sr whole rock dating on the rhyolitic dikes and the small red granitic body (which are the youngest intrusive rocks) give  $550 \text{ Ma} \pm 10 \text{ Ma}$ . This is also the maximum age of the Paleozoic sediments.

**D. Yul, D. Fontignie, M. Delaloye et J.-G. Schilling** (Genève/Rhode Island):

*Interactions ride et plumes dans l'Atlantique Nord: exemple de l'Islande.*

*Ridge-plume interaction in the North Atlantic: example of Island.*

Nous présentons les résultats isotopiques strontium et néodyme, mesurés sur les basaltes

produits le long de la ride médio-Atlantique (Reykjanes), de l'Islande (65°) à la fracture Gibbs (53°N).

Cette portion de la ride médio-océanique a permis de mettre en évidence les interactions entre la ride et un point chaud situé sur la ride, l'Islande: une partie des produits de la plume se déverse le long de la ride.

Les gradients obtenus pour les rapports isotopiques du strontium et du néodyme sont voisins de ceux observés pour les rapports  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  et pour les rapports isotopiques du plomb. Ces divers gradients sont très réguliers: présentant un maximum au niveau de l'Islande, les rapports  $(\text{La}/\text{Sm}$ , strontium et plomb; inverse pour le néodyme) décroissent de manière régulière jusqu'à un minimum situé vers 55°N et remontent légèrement vers la fracture Gibbs.

Les évolutions des rapports isotopiques et du rapport  $(\text{La}/\text{Sm})_n$  étant voisines, les corrélations entre ces variables sont élevées, montrant ainsi que les produits sont des mélanges, à des degrés divers, de deux termes: le premier, enrichi en isotopes radiogéniques du plomb et du strontium, est la plume tandis que le second, l'asthénosphère, est appauvri en ces isotopes mais enrichi en isotope radiogénique du néodyme. L'allure des courbes de mélanges permet encore de déduire que la séquence d'enrichissement plume/asthénosphère est  $\text{Nd} > \text{Pb} > \text{Sr}$ .

Leere Seite  
Blank page  
Page vide

# **Bericht über die 67. Hauptversammlung der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Basel**

1./2. Oktober 1992

## **A. Bericht des Vorstands und Protokoll der geschäftlichen Sitzung**

### **Rapport annuel du président pour 1992**

#### *1. Activité scientifique*

L'assemblée annuelle de la Société s'est tenue à Bâle, les 1<sup>er</sup> et 2 octobre 1992 dans le cadre de l'assemblée annuelle de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles (ASSN).

La première journée, organisée par le soussigné, fut consacrée à la présentation de courtes communications (20) et de posters (21) sur des sujets touchant à la minéralogie pure et appliquée, à la pétrologie, géochimie, géochronologie, métamorphisme et aux minéralisations. Elle fut suivie par plus de soixante personnes.

Le symposium «Métamorphisme et Déformation» de la seconde journée, organisée en commun avec la Société Géologique Suisse par MM. M. Frey et S. Schmid, a accueilli plus de 100 personnes. Cinq conférenciers invités (I. Spalla, Milan; J. Selverstone, Harvard University; M. Thöni, Vienne; J.-M. Caron, Lyon; M. Ballèvre et O. Merle, Rennes; H. Echtler, Carlsruhe) et 12 autres scientifiques, intervenant par de courtes communications, firent de cette journée un succès indéniable.

Une excursion géologique (en commun avec la Société Géologique Suisse) du 3 au 5 octobre avait pour thème: «Evolution crustale hercynienne dans les Vosges et la Forêt Noire». Organisée et dirigée par MM. H. Echtler et R. Alther, Carlsruhe, aides de C. Pauli, Bâle, elle fut suivie par plus de 25 personnes.

L'assemblée annuelle de Bâle a été organisée en étroite collaboration avec la Société Géologique Suisse et la Société paléontologique suisse. Un fascicule réunissant les résumés des communications des trois sociétés, mis en vente pour un

prix modique, témoigne de cet effort de coopération, lequel sera renouvelé.

#### *2. Publications*

Pour la première fois depuis plusieurs années, le rythme normal des publications du «Bulletin Suisse de Minéralogie et Pétrographie» a été retrouvé. En 1992 paraissaient les cahiers suivants:

Band 72, Heft 1 – 1992 (158 pages)

Band 72, Heft 2 – 1992 (134 pages)

Band 72, Heft 3 – 1992 (145 pages)

L'édition du Bulletin d'information de la société a été suspendu en 1992. Il est remplacé par GéoInfo, bulletin d'information des sciences de la Terre (Suisse), édité par la Commission Géologique Suisse. GéoInfo qui recueille également les résumés de diplômes et de thèses a été soutenu par notre société par une contribution de l'ordre de 1000 francs.

#### *3. Mouvement des membres*

Au 31 décembre 1992 notre société comptait 417 membres personnels (1990: 432, 1991: 430 et 82 membres impersonnels (1990: 82, 1991: 84).

#### *4. Relations internationales*

M. H.A. Stalder, président de la Commission IMA des Musées (CM) et représentant notre société, a réuni la CM en date du 8 et 9 septembre 1992 à Toronto. Il y a été décidé de préparer une seconde édition du «Mineral-Type-Specimen-Catalogue» (TSC, environ 4000 spécimens) ainsi



qu'une troisième édition du World Directory of Mineral Collections.

#### 5. *Activité administrative*

Suite à diverses démissions, le comité élu pour la période 1992–94 s'est reconstitué de la manière suivante (séance du 29 janvier 1992):

Président: F. Persoz, NE  
Vice-président: Th. Ambruster, BE  
Rédacteur: A. Stahel, ZH  
Secrétaire: B. Hofmann, BE  
succ. S. Graeser, BA  
Trésorière: G. Früh-Green, ZH  
Membres: C. de Capitani, BA  
succ. M. Frey, BA  
L. Fontboté, GE  
succ. M. Delaloye, GE  
T. Labhart, BE  
M. Magetti, FR  
Ph. Thélín, LA

Les vérificateurs des comptes sont MM. D. Marquer, NE, P. Kunz, GE (succ. N. Meisser).

La situation financière de notre société est juste satisfaisante, l'augmentation des coûts de publication a dû être en majeure partie reporté sur des contributions d'auteurs lesquelles atteignent un seuil critique.

En 1992, notre société a reçu de la part de l'Académie Suisse des Sciences Naturelles, une subvention de 20 000 francs comme soutien à la publication du Bulletin et 2000 francs en faveur du symposium «Métamorphisme et Déformations». Nous remercions vivement cette institution. Je tiens également à remercier toutes les personnes qui contribuent sans compter à rendre notre société efficace et attractive.

Neuchâtel, le 20 janvier 1993

Francis Persoz

**Jahresrechnung 1992 mit Revisorenbericht und Budget 1994****ERFOLGSRECHNUNG 1992**

<b>Einnahmen</b>	Fr.	Budget Fr.
Mitgliederbeiträge	34 176.30	35 000.—
Autorbeiträge	18 365.—	15 000.—
Verkauf SMPM	29 928.90	32 000.—
Zinsen: Netto	1 594.25	2 000.—
Verrechnungssteuer-Guthaben	454.60	—.—
Beitrag SANW	20 000.—	20 000.—
Abonnement Europ. J. Min.	1 050.—	—.—
<b>Total Einnahmen</b>	<b>105 569.05</b>	<b>104 000.—</b>
<b>Ausgaben</b>		
Druckkosten		
SMPM 71/3 (160 Seiten)	26 291.50	
SMPM 72/1 (160 Seiten)	27 805.50	
SMPM 72/2 (136 Seiten)	26 469.—	
SMPM Total	80 566.—	82 000.—
GeoInfo (ersetzt SMPN)	1 368.50	2 500.—
Bibl. sc. nat. Helv.	1 196.25	1 200.—
Verwaltung		
Porto	3 755.30	
Versand	507.60	
Büro	749.95	
Steuern/Bankspesen	343.20	
Spesen	437.10	
Verwaltung Total	5 793.15	8 000.—
Europ. J. Mineral.	1 402.95	—.—
Beiträge an Dachgesellschaften	2 443.10	2 300.—
Honorare	6 000.—	6 000.—
Beiträge an Kongressteilnehmer	2 000.—	2 000.—
Beitrag an Symposium, SANW, Basel	1 000.—	—.—
<b>Total Ausgaben</b>	<b>101 769.95</b>	<b>104 000.—</b>
<b>Einnahmen–Ausgaben</b>	<b>3 799.10</b>	

**BILANZ 1992**

<b>Aktiven</b>	Fr.	<b>Passiven</b>	Fr.
Postcheck .....	2 585.95	Rückstellungen (31.12.91) .....	38 444.86
Privatkonto .....	2 151.70	Kapital (31.12.91) .....	20 000.—
Anlagesparkonto .....	11 957.45	Überschuss 1992 .....	3 799.10
5% Hydro Quebec .....	15 000.—	<b>Total</b> .....	<b>62 243.96</b>
Guthaben bei Stäubli AG .....	29 858.90	Rückstellungen 31.12.92 .....	42 243.96
Verrechnungssteuer-Guthaben .....	454.60	Kapital 31.12.92 .....	20 000.—
Kasse .....	235.36		
<b>Total</b> .....	<b>62 243.96</b>		

Zürich, den 11. Januar 1993

Die Kassierin: G. Früh-Green

Der Präsident: F. Persoz

## REVISORENBERICHT 1992

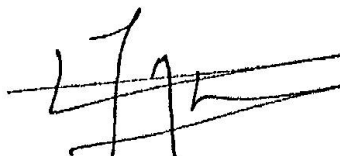
Die Revisoren haben die Buchhaltung und die dazugehörenden Unterlagen geprüft. Die Buchhaltung wurde korrekt geführt, und die Jahresrechnung 1992 ist in Ordnung. Deshalb beantragen wir der Mitgliederversammlung 1993, die Rechnung 1992 zu genehmigen.

Zürich, 20. Januar 1993

P. Kunz



D. Marquer



## BUDGET 1994

**Einnahmen**

	Fr.
Mitgliederbeiträge .....	34 000.—
Autorbeiträge .....	15 000.—
Verkauf SMPM .....	33 000.—
Zinsen .....	2 500.—
Beitrag SANW (Druck SMPM) .....	20 000.—
Beitrag SANW (Reisekosten IMA) .	2 000.—
Beitrag SANW (Symposium Roh-	
stoffe-Industrie, Jahrestagung Aarau)	3 500.—
<b>Total</b> .....	<u>110 000.—</u>

**Ausgaben**

	Fr.
Druckkosten	
SMPM .....	84 000.—
Bibl. sc. nat. Helv. ....	1 000.—
Verwaltung .....	
Versand, Porto .....	5 000.—
Büro, Spesen .....	3 000.—
Beiträge an Dachgesellschaften .....	4 500.—
Honorare .....	7 000.—
Beiträge an Kongressteilnehmer .....	2 000.—
Beitrag an Symposium Rohstoffe-	
Industrie .....	3 500.—
<b>Total</b> .....	<u>110 000.—</u>

**Bericht des Redaktors für Band 72 (1992)**

Band 72 (1992) der SMPM erschien in drei Nummern mit insgesamt 436 Textseiten, Autoren/Keyword-Index und Jahresinhaltsverzeichnis inbegriffen. Er umfasst 31 Originalarbeiten, inkl. vier erweiterte Zusammenfassungen von Vorträgen/Postern der Jahresversammlung 1991 Chur, den Exkursionsführer zur SMPG-Exkursion Adula sowie den Bericht über die 66. Hauptversammlung in Chur mit den Zusammenfassungen der Vorträge und der Poster-Präsentationen.

Die Artikel lassen sich thematisch wie folgt gliedern:

Mineralogie 4, allgemeine und magmatische Petrologie 6, metamorphe Petrologie 4, Geochemie/Isotopengeochemie 5, regionale Geologie/Petrographie 6, Strukturgeologie 4, Vulkanologie 2. 7 Arbeiten sind im ausseralpinen Raum lokalisiert. 18 englischen standen 6 französisch- und 6 deutschsprachige Artikel gegenüber.

Ein weiteres Mal konnten die drei Hefte termingerecht im laufenden Jahr ausgeliefert werden. Damit war eine Forderung zur Aufnahme in das Textnachweissystem Current Contents (CC/PC&ES®, Institute for Scientific Information, Philadelphia) erfüllt. Seit August 1992 funktioniert die Texterfassung routinemässig. Der Entscheid für die Aufnahme in das Citation Index System derselben Organisation wurde auf Ende 1993 vertagt. Ohne eigenes Zutun werden die SMPM-Artikel auch wieder in den Mineralogical Abstracts erfasst.

Ende 1992 wurde ein Werbeprospekt verteilt, zunächst an Hochschulinstitute und Museen in der Schweiz. Ziel ist es, einen Anstieg der Anzahl SMPG-Mitglieder bzw. Abonnenten zu erreichen.

Der Firma Stäubli AG sei für den Druck des Prospekts und für die stets engagierte und angenehme Zusammenarbeit herzlich gedankt. Zu danken ist auch den Mitgliedern des Editorial Board und den Gutachtern für die uneigennützigte Mitarbeit. Sie haben dem Redaktor manchen Entscheid abgenommen und in den meisten Fällen erhebliche Verbesserungen der Manuskripte ermöglicht. Nicht unerwähnt darf der Beitrag der Mitglieder des Instituts für Mineralogie und Petrographie der ETH bleiben, haben sie doch grosszügig über die redaktionell bedingte Vernachlässigung anderer Aufgaben im Institut hinweggesehen. Der Redaktor fand stets Unterstützung im Institutssekretariat. Kollegen und Kolleginnen äusserten Kritik und Anerkennung und ermunterten den Redaktor zum Weitermachen.

**LISTE DER GUTACHTER FÜR BAND 72 (1992)**

R. Abart (Zürich)  
H.E.F. Amundsen (Oslo)  
Th. Armbruster (Bern)  
P. Bosshard (Bern)  
V. Dietrich (Zürich)  
J.W. Downen (Minnesota)  
N. Froitzheim (Zürich/Basel)  
R. Gieré (Basel)  
Ch. Heinrich (Canberra)  
B. Hofmann (Bern)  
G. Hoinkes (Graz)  
J. Hunziker (Lausanne)  
T. Hurford (London)  
IMA CNMM  
E. Klaper (Bern)  
V. Köppel (Zürich)  
N. Mancktelow (Zürich)  
I. Mercolli (Bern)  
B. Messiga (Pavia)  
Ch. Miller (Innsbruck)  
O. Müntener (Zürich)  
Th. Nägler (Bern)  
R. Oberhänsli (Mainz)  
D. Ohnenstetter (Orléans)  
Tj. Peters (Bern)  
H.-R. Pfeifer (Lausanne)  
A. Pfiffner (Bern)  
R.T. Pidgeon (Bentley)  
C. Ramboz (Orléans)  
G. Ranalli (Ottawa)  
D. Ruby (Bayreuth)  
R. Schmid (Zürich)  
St. Schmid (Basel)  
D. Seward (Zürich)  
A. Stahel (Zürich)  
A. Steck (Lausanne)  
V. Trommsdorff (Zürich)  
G. Vavra (Zürich)  
J. von Raumer (Freiburg)  
E. Werling (Zürich)

**Protokoll der administrativen Sitzung anlässlich der Jahrestagung 1992 in Basel**

Datum: Donnerstag, 1. Oktober 1992,  
09.00 Uhr  
Ort: Kollegiengebäude Universität Basel,  
Hörsaal 20  
Vorsitz: Prof. F. Persoz (Präsident)  
Anwesend: ca. 20 Personen  
Begrüssung: Um 12.00 Uhr begrüsst der Präsident der SMPG, F. Persoz, etwa 20 Anwesende.



1. Das Protokoll der administrativen Sitzung anlässlich der Jahrestagung 1991 in Chur wurde in den SMPM, Band 72/2, 1992 publiziert.

2. Der letztjährige Jahresbericht, publiziert in den SMPM 1992, Band 72/2, wird genehmigt.

### 2.1. Bericht des Präsidenten

Zunächst richtet F. Persoz seinen Dank an den abgetretenen Präsidenten Martin Frey. Ein spezieller Dank gilt dem Redaktor A. Stahel, dem es gelungen ist, unsere Zeitschrift wieder zeitgerecht erscheinen zu lassen und sie damit wieder auf internationalen Standard anzuheben. Der Präsident stellt fest, dass die Mitgliederzahl weiterhin stagniert, und fordert die Anwesenden auf, vermehrt Werbung für die SMPG zu machen. Ein ausführlicher Jahresbericht ist in den SMPM, Band 72/2, 1992 erschienen.

### 2.2. Bericht der Kassiererin

Der Bericht wurde publiziert in den SMPM, Band 72/2, 1992 und von der Versammlung diskussionslos genehmigt.

### 2.3. Revisorenbericht

Der Bericht der Revisoren N. Meisser und D. Marquer wurde ebenfalls in Band 72/2, 1992 der SMPM veröffentlicht und einstimmig genehmigt.

### 2.4. Bericht des Redaktors

Auch dieser Bericht wurde in den SMPM, Band 72/2, 1992 publiziert. Zusätzlich gibt A. Stahel Auskunft über Band 72/1992 der SMPM, der insgesamt über ca. 480 Seiten umfasst. Für den nächsten Band 73/1993 könnten noch Artikel angenommen werden. Erfreulicherweise sind die SMPM in die «Current Contents» aufgenommen worden. Er gibt bekannt, dass – nach dem Rücktritt von W. Stern – immer noch ein schweizerischer Abstractor für die "Mineralogical Abstracts" gesucht wird. Im Zuge der Zeit sind auch bei den SMPM die Druckkosten weiter angestiegen, was zur Folge hat, dass Faltblätter und Fotos extra bezahlt werden müssen und dass bei Artikeln über 10 Seiten eine «page charge» von den Autoren erhoben werden muss. Schliesslich stellt A. Stahel noch einen Werbedruck für die SMPM

vor. M. Delaloye stösst sich an der Formulierung der bevorzugten Sprache für SMPM-Artikel («preferably English»). Eine vom Präsidenten Persoz durchgeführte Abstimmung erklärt sich aber schliesslich mit einem Verhältnis von 8:5 mit dieser Formulierung einverstanden.

### 3. Budget 1993

Ein Budgetvorschlag ist vom Vorstand anlässlich der Sitzung vom 29.1.92 in Bern vorbereitet und auf Seite 284 der SMPM, Band 72/2 veröffentlicht worden. Wenn auch der Beitrag der SANW mit Fr. 20 000.– vielleicht zu optimistisch erscheint, wird der Vorschlag doch einstimmig gutgeheissen.

### 4. Wahlen

Da mehrere Rücktrittswünsche vorliegen, muss über die Vorschläge des Vorstandes bezüglich Nachfolge abgestimmt werden. Folgende Vorstandsmitglieder treten zurück:

- Sekretär: Stefan Graeser, Vorschlag: Beda Hofmann, Bern
- Vorstand: Martin Frey, Basel, Vorschlag: Ch. de Capitani, Basel
- Vorstand: M. Delaloye, Genf, Vorschlag: L. Fontbote, Genf

Die Wahlvorschläge werden einstimmig gutgeheissen. Als Nachfolger für den routinemässig ausscheidenden Revisor N. Meisser, Lausanne, wird Pierre Kunz, Genf, gewählt.

### 5. GeoInfo

Das GeoInfo hat sich bereit erklärt, Abstracts von Diplom- und Dissertationsarbeiten abzudrucken. Das erfordert von der SMPG einen finanziellen Beitrag von Fr. 1000.– pro Jahr. Die Mitgliederversammlung beschliesst einstimmig den Beitritt zu GeoInfo.

### 6. Varia

S. Hafner bedankt sich für die Möglichkeit, als Sekretär der IMA an der Mitgliederversammlung der SMPG zu sprechen. Wichtigstes Ereignis in näherer Zukunft ist die IMA-Tagung in Pisa (1994). Sie wird ein breites Spektrum aufweisen, wichtiges Thema wird u.a. die «Applied Mineralogy» darstellen. Ausserdem werden in Pisa «Short Courses» durchgeführt, zusätzlich wird

eine Session über «Alpine Mineralogy» durchgeführt. Zukünftige Tagungsorte der IMA: 1994: Pisa, 1998: Toronto/Kanada, 2002: England.

Die nächste SANW-Tagung wird im September 1993 in Verbier durchgeführt. Vorgesehen sind u.a. ein Symposium «Socle et couverture»

sowie eine dreitägige Exkursion ins Walliser Penninikum (Leitung: M. Sartori, Lausanne).

Ende der Mitgliederversammlung: 12.35 Uhr.

Basel, den 3. November 1992

Stefan Graeser

## **B. Wissenschaftliche Sitzung (freie Themen) / Séance scientifique (sujets libres)**

1. Oktober 1992

**Vorträge und Kurzberichte Posterausstellung**  
(siehe p. 129–157 in diesem Heft)

## **C. Symposium «Metamorphose und Deformation» gemeinsam mit der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft**

2. Oktober 1992

Artikel und Abstracts werden in einer Sondernummer der SMPM (Heft 2/73) Ende August 1993 erscheinen.

## **D. Exkursion «Variszische orogene Krustenentwicklung in Vogesen und Schwarzwald» gemeinsam mit der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft**

3.–5. Oktober 1992

Exkursionsbericht in diesem Heft p. 113–128