

Geochemie oligozäner shoshonitischer Ganggesteine aus der
Kreuzeckgruppe (Kärnten/Osttirol)

von

Alexander DEUTSCH

Anschrift des Verfassers:
Dr. Alexander Deutsch
Forschergruppe „Erde-Mond-System“
Universität Münster
Corrensstraße 24
D-4400 Münster

| | | | |
|---------------------------------------|----|------------|------------|
| Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. | 32 | S. 105–124 | Wien, 1986 |
|---------------------------------------|----|------------|------------|

Inhalt

| | |
|--------------------------------------|-----|
| Zusammenfassung, Abstract | 106 |
| Einleitung | 107 |
| Mineralogie und Petrologie | 108 |
| Sekundäre Minerale | 111 |
| Altersbestimmungen | 115 |
| Geochemie | 115 |
| Genetische Interpretation | 120 |
| Literatur | 122 |

Zusammenfassung

Im Altkristallin der Kreuzeckgruppe sowie S Lienz treten basische Gänge auf, deren Intrusionsalter zwischen 29.9 und 24.1 Mio. J. (K/Ar, Rb/Sr) betragen. Aufgrund der hohen Alkaligehalte (mit $K > Na$), der Anreicherungen an inkompatiblen Elementen und Fluids sowie wegen des fehlenden Trends einer Eisenanreicherung können diese subvulkanischen Gesteine als Basalte bzw. basaltische Andesite der Shoshonitreihe bezeichnet werden. Hauptgemengteile dieser Gänge sind titanreiche Hornblende- und Biotitphenokristalle sowie aluminiumreiche Salite bis Titanaugite in einer Grundmasse aus Plagioklas (An_{60–46}, von Alkalifeldspat ummantelt), Alkalifeldspat, Klinopyroxen, Hornblende und Biotit. Als Spätbildungen treten Ocellis auf. Unter den Sekundärmineralen sind ein eisenreicher Pumpellyit sowie Analcim zu erwähnen. Es wird angenommen, daß primitive shoshonitischen Magmen durch Teilaufschmelzung eines kaersutitführenden Granat/Herzolites im oberen Mantel gebildet wurden. Anschließende Fraktionierung bei niedrigen Drucken führte zu den kristallreichen alkalischen Basalten und basaltischen Andesiten. Die Strontiumisotopenverhältnisse (.7075 – .713) zeigen, daß die ursprünglichen Magmen gegenüber subkontinentalen Mantelgesteinen angereichert waren und, daß beim Aufstieg der Schmelzen Krustenmaterial assimiliert wurde.

Abstract

In the Austroalpine unit south of the Tauern Window basic dykes with intrusion ages between 29.9 and 24.1 m. y. (K/Ar, Rb/Sr) are found. Geochemically these subvolcanic basaltic to andesitic rocks are characterized by a high alkali content with $K > Na$, high concentrations of incompatible elements and high but variable fluid contents; the common trend of iron enrichment is not observable. LREE are strongly fractionated, the patterns show step HREE and no too insignificant negative Eu-anomalies. The petrographic features of these rocks are large mafic phenocrysts (titanian biotite, titanian hastingsite, aluminous salite and Ti-augite) in a groundmass consisting of plagioclase (An_{60–46}, jacketed by K-feldspar), alkalifeldspar, clinopyroxene, hornblende and biotite. In certain parts of the matrix ocellis are frequent. Among others analcime and a rarely described iron-rich pumpellyite are found as deuteric phases. Because of the geochemical and petrographic characteristics these dykes are seen as members of the shoshonitic volcanic family. Probably the most

primitive magmas are produced by partial melting of a kaersutite-bearing garnet-lherzolite in the upper mantle. Subsequent fractionation under low pressure resulted in the observed dykes rich in phenocrysts. The strontium isotopic ratios of .7075 to .713 point to an already enriched subcontinental mantle in the source region – which is also indicated by the strong enrichment in LIL and LREE elements – and further, these strontium data provide some information about an assimilation of crustal material en route to surface.

Einleitung

Entlang des Alpenbogens drängen in spätalpidischer Zeit Plutone auf, die an vielen Stellen von altersgleichem Gangvulkanismus begleitet werden. Seit EXNER's zusammenfassender Darstellung der „periadriatischen Magmatite“ (1976) wurden in den Ostalpen die Rieserfernerintrusion (v. GIZYCKI und SCHMIDT 1978; BELLINI et al. 1981; GRATZER 1984) und die Ganggesteinsvorkommen im Altkristallin Kärntens und Osttirols (DEUTSCH 1980, 1984) geochemisch neu bearbeitet. Bei Kartierungsarbeiten in der Kreuzeckgruppe wurden einige basische Gänge gefunden (Abb. 1), die auf Grund mineralogischer und geochemischer Kriterien sowie wegen

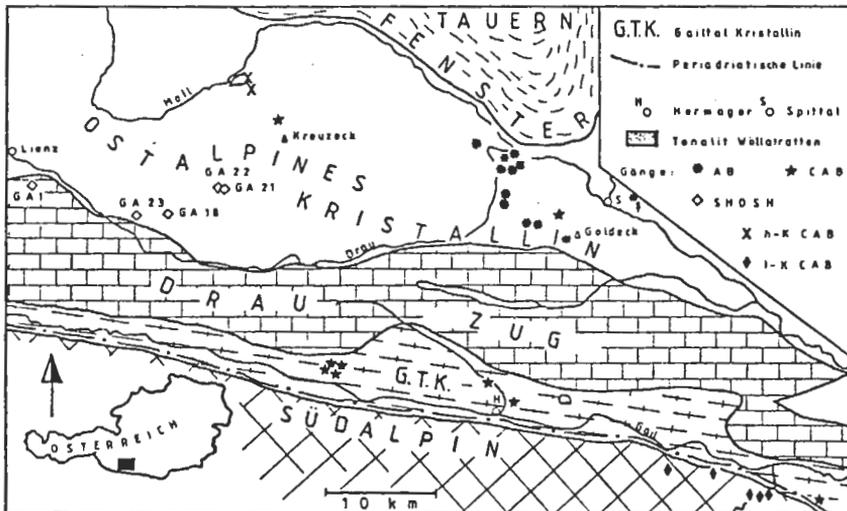


Abb. 1: Geologische Übersichtsskizze der Region südlich des Tauernfensters mit den Fundpunkten der basischen Ganggesteine. AB: Alkalibasaltisch (DEUTSCH 1980), CAB: Kalkalkalisch, SHOSH: Shoshonitisch, h-K CAB: Kalibetont kalkalkalisch, l-K CAB: Kaliarm kalkalkalisch.

ihrer jungen Intrusionsalter eine eigenständige genetische Bedeutung haben. In der vorliegenden Arbeit werden die Resultate der Untersuchungen an diesen shoshonitischen Ganggesteinen vorgestellt und mögliche Modelle der Magmengenese in Zusammenhang mit plattentektonischen Vorstellungen über die Gebirgsbildung in den Ostalpen diskutiert.

Mineralogie und Petrographie

Die subvulkanischen Shoshonite treten in 2–10 m mächtigen, unverschieferten Gängen auf, sie haben eine bräunliche Farbe und abhängig von der Korngröße einen gesprenkelten Bruch. In den Randzonen der Gänge werden die Gesteine sehr feinkörnig. Kontakterscheinungen fehlen in den Nebengesteinen mit Ausnahme von Rekristallisation in den feinkörnigen Apt-Alb-Flysch, in denen das Vorkommen GA-1 liegt. Makroskopisch sind Hornblende, Biotit, Klinopyroxennester und ovale, perl-schnurartig aufgereichte Ocellis zu erkennen.

Nebengesteinseinschlüsse fehlen, jedoch treten in allen Proben bis cm-große korrodierte Quarz xenokristalle auf. Grobkörnige Klinopyroxene gefolgt von Hornblenden und Biotitphenokristallen sind in allen Proben zu finden; Klinopyroxen wird von diesen beiden Phasen teilweise ummantelt und korrodiert. Hauptgemengteile der aplitischen Grundmasse sind Feldspatfeln (Plagioklasen von Alkalifeldspat ummantelt bzw. Alkalifeldspäte in den stärker differenzierten Proben), Biotit, Klinopyroxen und in einem Teil der Proben Hornblenden. Unter den Akzessorien sind Magnetit-Ulvöspinel, Ilmenit und mm-lange Apatitnadeln zu erwähnen. Die Ocellis werden von einem Gerüst aus Hornblendestengeln und Biotitblättchen umhüllt, gegen das Hohlraumzentrum kristallisieren zuerst radialstrahlig Alkalifeldspat (teilweise mit Kernen von An_{33-10}), dann Kalzit, Chlorit und Analcim. Unter den Umwandlungsprodukten sind Analcim, Chlorit, mixed-layer Tonminerale, Kalzit, vereinzelt auftretender Epidot, Prehnit und Pumpellyit, sowie ein $2M_2$ -Hellglimmerpolymorph in den Plagioklasen zu erwähnen. Stellenweise sind die Feldspäte der Grundmasse stark zersetzt, bei den mafischen Phasen erscheint Biotit immer frisch.

In zwei Proben wurden mafische Knollen gefunden, die als Kumulate interpretiert werden. Sie bestehen aus teilweise serpentinierten Klinopyroxenen bzw. Hornblenden, welche mit Biotit und Alkalifeldspat koexistieren und vereinzelt Klinopyroxeneinschlüsse haben.

Die Feldspäte weisen häufig einen anorthitreichen Kern ($An_{60}-An_{46}$) auf und sind von Alkalifeldspäten (Mischkristalle mit Zusammensetzungen zwischen $An_{01}-_{08} Ab_{15}-_{92} Or_{04}-_{82}$) ummantelt. Mit zunehmender Differentiation sinkt der Volumenanteil der Plagioklase, in Ga-23 bildet Albit die Zentren der Feldspatfeln ($An_{04} Ab_{92} Or_{04}$ von $An_{01} Ab_{32} Or_{67}$ umhüllt). (Analysen Tab. 1).

Bei den farblosen bis bräunlichen Klinopyroxenen handelt es sich um stark zonierte aluminiumreiche Salite bis Titanaugite mit Titangehalten bis 3.40/Gew.-% TiO_2 und Al_2O_3 bis 8.8 Gew.-%; Na_2O kann bis 5.4 Gew.-% ansteigen. Natrium, Titan, Al^{IV} und Aluminium sowie Eisen nehmen gegen die Kornränder hin zu, während die Wollastonit- und Enstatitkomponenten einen umgekehrten Trend zeigen. Kumulatklinopyroxene enthalten bis zu 1.9 Gew.-% Cr_2O_3 und zeigen im Gegensatz zu den Grundmassepoxenen eine geringe Zunahme der Orthopyroxenkomponente in den Außenzonen (Analysen Tab. 2; Tab. 3). Die Variationen innerhalb der Körner können als Folge einer sich ändernden Magmenzusammensetzung gesehen werden. Abnehmende Temperatur bei gleichbleibendem Druck begünstigt die Zunahme der Jadeit (Jd)- und Kalzium-Tschermaks (CaTs)-Komponenten (THOMPSON, 1974).

Die analysierten Amphibole sind zoniert und zeigen eine große Variabilität; nach der Nomenklatur von LEAKE (1978) handelt es sich um Kaersutite sowie Mischkristalle zwischen pargasitischen und hastingsitischen Zusammensetzungen. Bezogen auf 24 O(OH) beträgt die Al-Substitution in den Tetraedern 1.63 bis 2.35, die Belegung

| Gew.-% | GA-1C Grundmasse | | koex. mit Kumulathbl. | GA-23 Grundmasse | |
|--------------------------------|---------------------|---------|--------------------------|---------------------|---------|
| | Rand | Zentrum | | Rand | Zentrum |
| SiO ₂ | 65.40 | 55.19 | 65.88 | 66.45 | 67.14 |
| TiO ₂ | .03 | .03 | .00 | .00 | .00 |
| Al ₂ O ₃ | 18.45 | 27.77 | 18.71 | 19.58 | 20.41 |
| FeO ^{tot} | .10 | .33 | .18 | .23 | .13 |
| MnO | .02 | .02 | .00 | .00 | .00 |
| CaO | .19 | 10.07 | .28 | .59 | .81 |
| Na ₂ O | 2.61 | 5.50 | 3.42 | 8.45 | 10.34 |
| K ₂ O | 12.50 | 1.15 | 11.50 | 4.17 | .69 |
| Total | 99.30 | 100.06 | 99.97 | 99.47 | 99.52 |
| Si | 12.009 | 9.995 | 11.985 | 11.867 | 11.817 |
| Al | 3.993 | 5.927 | 4.012 | 4.121 | 4.235 |
| Ti | .004 | .004 | — | — | — |
| Fe ^{tot} | .016 | .051 | .027 | .034 | .019 |
| Mn | .004 | .004 | — | — | — |
| Ca | .037 | 1.953 | .054 | .113 | .153 |
| Na | .929 | 1.931 | 1.205 | 2.927 | 3.529 |
| K | 2.927 | .267 | 2.657 | .950 | .155 |
| Ab | 23.87 | 46.52 | 30.77 | 73.36 | 91.97 |
| An | .96 | 47.05 | 1.38 | 2.83 | 3.99 |
| Or | 75.17 | 6.43 | 67.85 | 23.81 | 4.04 |

Tab. 1: Mikrosondeanalysen von Feldspäten (normiert auf 0 = 32.) aus den shoshonitischen Gängen. Analysenmethodik: ARL-SEM-Mikrosonde der ETH-Zürich, 6 Spektrometer, 15 kV Beschleunigungsspannung, 50nA Probenstrom, ZAF-Korrektur. Standards: Natürliche Silikate.

der A-Gitterplätze kann bis zu .4 K und .6 Na erreichen, wobei weiteres Na mit Ca auf M(4)-Plätzen koordiniert ist. Der Titangehalt steigt bis 3.93 Gew.-% TiO₂ an, Fe^{tot} variiert von 8.86 bis 27.5 Gew.-%, wobei die extrem eisenreichen Amphibole nur als schmale, hellgrüne Säume um Grundmasseamphibole gefunden wurden. In den Kernen der Kumulathornblenden steigt der MgO-Gehalt auf 15 Gew.-%, diese enthalten auch geringe Spuren an Chrom (Tab. 4).

Biotite enthalten bis zu 6.40 Gew.-% TiO₂ und zeigen ähnlich wie die Amphibole randlich eine sehr starke Eisenanreicherung (bis 22. Gew.-%), die mit einer tiefbraunen Färbung verbunden ist. In den hellocker gefärbten Kernen steigt MgO bis 19.2 Gew.-% an. Biotite im Hornblendekumulat enthalten etwas mehr Al^{VI} (.458 gegen .2 in den Kernen der Matrixbiotite; bezogen auf 24 O(OH)) und haben einen gleichbleibenden MgO-Gehalt um 17 Gew.-% (Tab. 4). Der höhere MgO-Gehalt ist mit dem Einbau von Cr₂O₃ verbunden (.05 – .55 Gew.-%). Feinkörnige Karbonat-Chloritgemenge, die nur innerhalb der Grundmasse und in einigen Hornblenden der Probe GA-1 zu sehen sind, könnten als Pseudomorphosen nach Olivin gedeutet werden; allerdings wurde kein frischer Olivin gefunden. Im Vergleich zu den Zusam-

| Gew.-% | GA-21 Kumulatpyroxen | | GA-18 großer Phenokristall | | GA-1B Grundmassepoxene | | GA-1C |
|------------------------------------|-------------------------|-------|-------------------------------|---------|---------------------------|---------|--------|
| | Zentrum | Rand | Rand | Zentrum | Rand | Zentrum | Rand |
| SiO ₂ | 52.51 | 52.46 | 48.24 | 52.33 | 44.01 | 48.74 | 44.36 |
| TiO ₂ | .25 | .26 | 1.62 | .06 | 2.19 | 1.52 | 3.50 |
| Al ₂ O ₃ | 2.14 | 2.19 | 5.46 | 2.56 | 9.17 | 4.12 | 8.80 |
| FeO ^{tot} | 4.88 | 4.87 | 7.02 | 8.02 | 11.56 | 8.07 | 9.33 |
| MnO | .15 | .14 | .13 | .05 | .21 | .13 | .10 |
| MgO | 16.32 | 16.33 | 13.60 | 12.61 | 8.50 | 13.00 | 10.41 |
| CaO | 22.40 | 22.36 | 22.35 | 23.28 | 22.74 | 23.03 | 23.18 |
| Na ₂ O | .42 | .40 | .31 | .64 | .45 | .32 | .44 |
| K ₂ O | .00 | .00 | .01 | .00 | .03 | .00 | .03 |
| Cr ₂ O ₃ | .08 | .10 | .09 | .08 | .00 | .00 | .00 |
| Total | 99.15 | 99.11 | 98.83 | 99.63 | 98.86 | 98.93 | 100.15 |
| Si | 1.942 | 1.941 | 1.818 | 1.956 | 1.705 | 1.848 | 1.682 |
| Al ^{IV} | .058 | .059 | .182 | .044 | .295 | .152 | .318 |
| Al ^{VI} | .035 | .037 | .061 | .069 | .124 | .032 | .075 |
| Cr | .002 | .003 | .003 | .003 | — | — | — |
| Ti | .007 | .007 | .046 | .002 | .064 | .043 | .100 |
| Fe | .151 | .151 | .221 | .251 | .375 | .256 | .296 |
| Mn | .005 | .004 | .004 | .001 | .007 | .004 | .003 |
| Mg | .900 | .901 | .764 | .703 | .491 | .734 | .588 |
| Ca | .888 | .887 | .903 | .933 | .944 | .936 | .942 |
| Na | .030 | .028 | .023 | .045 | .034 | .023 | .032 |
| K | — | — | .001 | — | .001 | — | .001 |
| 100 Mg/(Mg+Fe) | 86 | 86 | 76 | 74 | 57 | 74 | 68 |
| Wo | 45 | 45 | 45 | 49 | 47 | 46 | 46 |
| En | 47 | 47 | 43 | 38 | 30 | 40 | 36 |
| Fs | 8 | 8 | 12 | 13 | 23 | 14 | 18 |
| Al ^{IV} /Al ^{VI} | 1.63 | 1.62 | 2.98 | .63 | 2.38 | 4.74 | 4.24 |

Tab. 2: Mikrosondenanalysen von Klinopyroxenen (normiert auf 0 = 6) aus den shoshonitischen Gängen.

mensetzungen der mafischen Phasen aus den alkalibasaltischen Ganggesteinen des Goldecks (DEUTSCH 1980) sind Pyroxene, Amphibole und Biotite der Kreuzeck-Shoshonite titanreicher, obwohl die Titangehalte der Gesamtgesteine niedriger sind. In den zonierten Mineralen fällt das Fehlen von Rekurrenzen auf und abrupte Änderungen der Mineralchemie treten nur an der Grenze zu den eisenreichen Randzonen bei Hornblende und Biotit auf. Der bedeutendste Unterschied liegt in den hohen Aluminiumgehalten der Klinopyroxene: CaTs-Gehalten bis zu 10.8 Mol % in den Titanaugiten der Shoshonite steht eine CaTs-Komponente bis zu 4.8 Mol-% in den Saliten der Goldeck-Alkalibasalte gegenüber. Bei 1 Atmosphäre Druck können bis zu 11.7 Gew.-% Al₂O₃ im Diopsid gelöst werden (HYTÖNEN und SCHAIRER, 1961), wobei der Einbau von Aluminium in die Z-Gitterplätze durch niedrige SiO₂-Aktivität

| Mol.-% | Grundmassepyroxene | | Kumulatpyroxene | |
|----------------------|--------------------|---------|-----------------|---------------------|
| | Rand | Zentrum | Rand | Zentrum |
| Jd | 6.1 | 2.3 | 2.9–3.8 | (kein klarer Trend) |
| Ca TiAl ₂ | 9.6 | 4.2 | 4.5 | .17 |
| Ca Ts | 10.8 | 3.1 | 7.6 | 2.5 |
| Wo | 35.8 | 41.6 | 37.6 | 44.6 |
| En | 23.1 | 36.9 | 36.6 | 44.3 |
| Fs | 18.0 | 12.6 | 7.6–7.8 | (kein klarer Trend) |
| Opx | 4.9 | 8.1 | 12.5 | 2.8 |
| Chrom | — | ± | + | ++ |

Tab. 3: Verteilung der theoretischen Endglieder in Mol.-% in den Klinopyroxenen; die Berechnung erfolgte nach CAWTHORN and COLLERSON (1974).

begünstigt wird. In den analysierten Klinopyroxenen sind zwischen 67 und 83 % des Aluminiums tetraedrisch gebunden, die tiefsten Werte findet man in den Kumulatpyroxenen. Aufgrund der Al^{IV} : Al^{VI} - Proportionen (4.79–2.83) sind die Grundmassepyroxene unter niedrigem Druck kristallisiert (WASS, 1979). Die Kumulatpyroxene sowie einzelne Großkristalle hingegen mit Al^{IV} : Al^{VI} zwischen 2.34 und .63, mit niedrigen TiO₂-Gehalten (< .6 Gew.-%), erhöhten Na₂O-Werten sowie mit Magnesiumzahlen (mg*) von 84–86 dürften bei höherem Druck gebildet worden sein (WASS, 1979; THOMPSON, 1974).

Sekundäre Minerale

MARIOTTI und VELDE (1972) vermuteten in dem Ganggesteinsvorkommen S Lienz (= GA-1) Analcim und Pumpellyit. Neben anderen Alterationsprodukten wurden diese Phasen mit der ESMS untersucht (Analysen Tab. 5). In GA-1 tritt Analcim relativ grobkörnig (.2 x 02 mm) in Tafeln oder radialstrahlig in Ocellis auf, die aus umgesetzten Feldspäten und Kalzit bestehen. Mit der Mikrosonde konnte in der Grundmasse Analcim verwachsen mit Kaliumfeldspat und Albit nachgewiesen werden. Nach Korrektur der Rohdaten mit einem H₂O-Gehalt von 8.2 Gew.-% (entsprechend OH 2.000–2.018) erreichen die Analysentotale 99.2–100.7 Gew.-%. Eisen- bzw. Kaliumgehalte sind äußerst gering (bis .12 Gew.-% bzw. .41 bis 1.15 Ges.-%). Die CaO-Gehalte bis 2.24 Gew.-% zeigen aber, daß ein Mischkristall mit einer Wairakit-Komponente vorliegt. Das Si/Al-Verhältnis (1.763–2.003) und die Summe der Kationen mit großem Ionenradius (Na + K + 2 Ca = 13.16 – 16.63) stellen die untersuchten Analcime in den Bereich „C“ von COOMBS und WHETTEN (1967). Derartige SiO₂-arme Analcime werden durch direkte Präzipitation aus stark alkalischen Wässern gebildet. Für diese Genese spricht auch das Auftreten in Ocellis, die durch rasche Unterkühlung eines fluidreichen Magmas entstehen können (CARSTENS 1982).

Pumpellyit mit starkem Pleochroismus von blaugrün zu dunkelgrün wurde nur in der Probe GA-18 sicher nachgewiesen. Er tritt sowohl in Prismen als flächenhaft in der Gesteinsmatrix und den Ocellis auf und ist mit sekundärem Quarz und Chlorit oder mit Quarz und Epidot vergesellschaftet; beide Paragenesen werden von Albit

| Gew.-% | GA-1B Grundmasseamphibol | | GA-1B Kumulatamphibol | | GA-22 Grundmassebiotit | | GA-23 Kumulatbiotit | |
|--------------------------------|-----------------------------|---------|--------------------------|---------|---------------------------|---------|------------------------|---------|
| | Rand | Zentrum | Rand | Zentrum | Rand | Zentrum | Rand | Zentrum |
| SiO ₂ | 36.87 | 36.67 | 42.00 | 43.33 | 35.64 | 37.35 | 36.05 | 36.29 |
| TiO ₂ | 3.38 | 3.93 | 1.87 | 1.78 | 6.40 | 3.96 | 3.32 | 3.26 |
| Al ₂ O ₃ | 12.16 | 15.25 | 12.59 | 11.43 | 15.12 | 15.27 | 15.60 | 16.45 |
| Cr ₂ O ₃ | .00 | .00 | .08 | .09 | .00 | .54 | .07 | .03 |
| FeOtot | 27.48 | 17.44 | 11.75 | 10.06 | 12.17 | 7.18 | 11.66 | 10.84 |
| MnO | .61 | .22 | .17 | .11 | .00 | .00 | .05 | .05 |
| MgO | 2.77 | 8.04 | 13.06 | 15.43 | 15.31 | 19.72 | 16.97 | 16.50 |
| CaO | 11.05 | 11.76 | 11.14 | 10.91 | .14 | .03 | .06 | .03 |
| Na ₂ O | 2.29 | 2.13 | 2.40 | 2.44 | .70 | .50 | .76 | .71 |
| K ₂ O | 1.97 | 1.63 | 1.41 | 1.15 | 8.81 | 9.55 | 8.22 | 8.81 |
| H ₂ O) | 2.20 | 2.20 | 2.20 | 2.20 | 3.40 | 3.40 | 3.40 | 3.40 |
| Total | 100.78 | 99.27 | 98.67 | 98.93 | 97.69 | 97.50 | 96.16 | 96.37 |
| Si | 5.873 | 5.642 | 6.257 | 6.369 | 5.399 | 5.546 | 5.503 | 5.513 |
| AlIV | 2.127 | 2.358 | 1.743 | 1.631 | 2.601 | 2.454 | 2.497 | 2.487 |
| AlVI | .157 | .407 | .467 | .349 | .099 | .218 | .309 | .458 |
| Cr | -- | -- | .010 | .010 | -- | .064 | .008 | .004 |
| Fetot | 3.662 | 2.244 | 1.464 | 1.236 | 1.542 | .891 | 1.488 | 1.377 |
| Ti | .406 | .454 | .209 | .197 | .729 | .442 | .381 | .373 |
| Mn | .083 | .028 | .022 | .014 | -- | -- | .007 | .006 |
| Mg | 1.887 | 1.843 | 2.900 | 3.381 | 3.457 | 4.364 | 3.861 | 3.736 |
| Ca | 1.887 | 1.939 | 1.777 | 1.718 | .023 | .005 | .010 | .004 |
| Na | .710 | .634 | .693 | .696 | .205 | .143 | .224 | .208 |
| K | .402 | .319 | .267 | .216 | 1.703 | 1.809 | 1.601 | 1.708 |
| H | 2.338 | 2.258 | 2.186 | 2.157 | 3.435 | 3.368 | 3.462 | 3.446 |
| 100Mg/(Mg+Fe) | 15 | 45 | 66 | 73 | 69 | 83 | 72 | 73 |

Tab. 4: Mikrosondeanalysen von Amphibolen und Biotiten (normiert auf 0 = 24) aus den shoshonitischen Gängen. +). Für die ZAF-Korrektur wurden 2.2 bzw. 3.4 Gew.-% H₂O zugefügt.

| Gew.-% | GA-18 Pumpellyit | | GA-21 | | GA-22 Chlorit | | GA-23 | | JM 68 Epidot | | JM 68 Prenhit | | GA-1C Analcim | | GA-1C | |
|--------------------------------|---------------------|-------|-------|-------|------------------|-------|--------|-------|-----------------|-------|------------------|--|------------------|--|-------|--|
| | | 35.49 | 36.16 | 34.15 | 32.66 | 33.14 | 37.97 | 43.82 | 54.47 | 52.42 | | | | | | |
| TiO ₂ | .26 | .54 | .00 | .00 | .00 | .05 | .04 | | | | | | | | | |
| Al ₂ O ₃ | 15.73 | 16.76 | 13.68 | 12.66 | 13.13 | 27.55 | 23.71 | 24.08 | 25.03 | | | | | | | |
| Fe ₂ O ₃ | 5.67* | 4.28* | | | | | | | | | | | | | | |
| Cr ₂ O ₃ | .00 | .07 | .00 | .00 | .00 | .00 | .00 | | | | | | | | | |
| FeO | 9.92* | 9.42* | 26.01 | 23.79 | 17.98 | 7.31 | .68 | .03 | .09 | | | | | | | |
| MnO | .05 | .08 | .11 | .05 | .20 | .13 | .05 | .00 | .00 | | | | | | | |
| MgO | 2.27 | 2.45 | 14.24 | 18.12 | 21.53 | .00 | .00 | .00 | .00 | | | | | | | |
| CaO | 22.55 | 22.42 | .96 | .32 | .30 | 24.08 | 27.46 | .62 | 2.06 | | | | | | | |
| Na ₂ O | .00 | .00 | .12 | .11 | .06 | .00 | .03 | 10.66 | 11.77 | | | | | | | |
| K ₂ O | .00 | .00 | .15 | .09 | .06 | .00 | .01 | 1.14 | .41 | | | | | | | |
| H ₂ O ⁺ | 6.60 | 6.60 | | | | 2.00 | 4.40 | 8.20 | 8.20 | | | | | | | |
| Total | 98.54 | 98.78 | 89.42 | 87.80 | 86.40 | 99.09 | 100.20 | 99.20 | 99.98 | | | | | | | |
| Si | 6.159 | 6.185 | 3.495 | 3.383 | 3.381 | 3.021 | 6.031 | 2.000 | 1.927 | | | | | | | |
| Al | 3.217 | 3.379 | .505 | .617 | .619 | — | — | — | — | | | | | | | |
| Fe ³⁺ | .783 | .621 | 1.145 | .929 | .960 | 2.583 | 3.846 | 1.042 | 1.085 | | | | | | | |
| Ti | .034 | .070 | .000 | .000 | .000 | .003 | .005 | — | — | | | | | | | |
| Cr | .000 | .009 | .000 | .000 | .000 | .000 | .000 | — | — | | | | | | | |
| Fe ²⁺ | 1.397 | 1.277 | 2.226 | 2.061 | 1.534 | .486 | .078 | — | — | | | | | | | |
| Mn | .008 | .012 | .009 | .004 | .017 | .009 | .006 | .001 | .003 | | | | | | | |
| Mg | .586 | .625 | 2.172 | 2.798 | 3.275 | .000 | .000 | .000 | .000 | | | | | | | |
| Ca | 4.194 | 4.109 | .105 | .035 | .032 | 2.053 | 4.050 | .024 | .081 | | | | | | | |
| H | 7.641 | 7.530 | .023 | .022 | .012 | .000 | .007 | .759 | .839 | | | | | | | |
| | | | .019 | .012 | .008 | .000 | .003 | .053 | .019 | | | | | | | |
| | | | | | | 1.060 | 4.040 | 2.009 | 2.011 | | | | | | | |
| | | | | | | | | Si/Al | 1.919 | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | | | | | | | |

Tab. 5:

Mikrosondeanalysen von Sekundärmineralen aus den shoshonitischen Gängen. Pumpellyit normiert auf 0 = 28, Chlorit auf 0 = 14, Epidot auf 0 = 13, Prenhit auf 0 = 24, Analcim auf 0 = 24.+). Für die ZAF-Korrektur wurden 6.6 (Pumpellyit), 2.0 (Epidot), 4.4 (Prenhit) bzw. 8.2 Gew.-% H₂O (Analcim) hinzugefügt. *) Fe₂O₃ : FeO nach PASSAGLIA and GOTTARDI (1973).)FeOtot.

und Kalzit begleitet. Zur Berechnung der Strukturformel der analysierten Pumpellyite wurde das von COOMBS et al. (1976) vorgeschlagene Schema $W_4 X_2 Y_4 Z_6 O_{20} (OH)_8$ verwendet. Unter der Annahme, alle oktaedrischen Gitterplätze wären aufgefüllt, können relativ einheitliche Werte von .55 bis .75 für Fe^{3+} in der Y-Position errechnet werden. Da nach PASSAGLIA und GOTTARDI (1973) der Wert für $(Fe^{2+} + Mg + Mn)$ auf den oktaedrischen X-Gitterplätzen zwischen .71 und 1.55 liegen sollte, dürfte ein Teil des Eisens in diesen Gitterplätzen ebenfalls in einem höheren Oxidationszustand sein. Alle analysierten Pumpellyite haben niedrige Magnesiumgehalte und liegen im Feld des Pumpellyits-(Fe) (Abb. 2). Sie stellen Mischkristalle zwischen Julgoldite und Pumpellyit dar. Ähnlich eisenreiche Zusammensetzungen sind bislang selten beschrieben und treten nur in der Zeolithfazies auf (vgl. LIOU, 1979). In Geo-

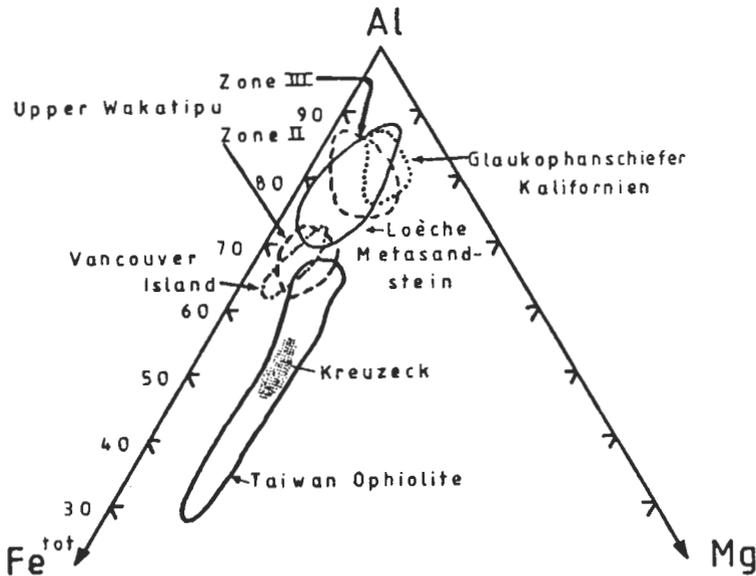


Abb. 2: Variation in der chemischen Zusammensetzung der analysierten Pumpellyite aus den shoshonitischen Gängen des Kreuzecks im Al- Fe^{tot} -Mg-Diagramm. Die Vergleichsfelder sind nach LIOU (1979) zusammengestellt.

thermalfeldern in Island beginnt das Wachstum einer eisenbetonten Pumpellyitvariante bei $130^{\circ}C$ (SIGVALDASON, 1962). Bei fortschreitender Metamorphose, in der Prehnit-Pumpellyitfazies, nimmt der Aluminiumgehalt des Pumpellyits zu (KAWACHI, 1975). Die Bildung des Pumpellyites in GA-18 wird daher in Zusammenhang mit Lösungsumsatz bei niedrigen Temperaturen gestellt. Blaßgelber Prehnit bildet „Palisaden“ in kleinen Rissen oder faserige Aggregate in umgesetzten Teilen der Grundmasse, er tritt in der Paragenese Chlorit-Quarz und gemeinsam mit Albit auf. Die analysierten Prehnite zeigen kaum chemische Variationen und haben niedrige Eisengehalte (FeO_{tot} : .68 bis 1.4 Gew.-%). Nach KUNIYOSHI und LIOU (1976) ist eisenreicher Prehnit bei höheren Temperaturen stabil. Als weitere Sekundärbildungen treten zonierte Epidote mit einer Pistazitkomponente bis zu 26 Mol.-%

auf.. Die Minimumtemperatur für die Bildung von Epidot in Geothermalfeldern liegt bei etwa 200°C (TOMASSON und KRISTMANNSDOTTIR, 1972), jedoch wurde eisenreicher Epidot mit Ps_{32} in Bohrlöchern in Salton Sea erst bei 320°C gefunden (KEITH et al., 1968). Bei den Chloriten wurden ein flaschengrüner eisen- und aluminiumreicher Typ (Brunsvigit) sowie magnesiumreicher Diabantit bestimmt (Tab. 5).

Die Bildung der sekundären Minerale wird als Folge von Reaktionen zirkulierender Restlösungen mit der primären Mineralogie bei Temperaturen zwischen 200° und 130°C in der Abkühlphase der Ganggesteine interpretiert.

Altersbestimmungen

Analysentechnik und detaillierte Meßergebnisse der K–Ar- und Rb–Sr-Untersuchungen an den shoshonitischen Ganggesteinen wurden bereits an anderer Stelle veröffentlicht (DEUTSCH, 1984); es wird hier nur eine kurze Zusammenfassung gegeben.

K–Ar-Modellalter von Biotit- und Amphibolkorngrößenfraktionen umfassen eine Spanne zwischen 29.9 und 24.1 Mio. J. Diese Alter werden als Zeitpunkt der Intrusion interpretiert. K–Ar-Mineralisochronen ergaben für GA-1 ein Alter von $24.2 \pm .6$ Mio. J. (2σ) für GA-18 eines von $26.2 \pm .2$ Mio. J. Rb–Sr-Mineralisochronen der Proben GA-18 und GA-23 führten zu Altern von 29.3 ± 4.1 Mio. J. und 31.7 ± 1.7 Mio. J.; diese Resultate stimmen innerhalb der Fehler mit den K–Ar-Modellaltern überein.

Die shoshonitischen Ganggesteine intrudierten während des unteren Oligozäns (29–24 Mio. J.), GA-1 stellt das jüngste magmatische Gestein im Altkristallin südlich des Tauernfensters dar. Damit ist diese Suite etwas jünger als die alkalibasaltischen Ganggesteine des Goldecks ($29.9 \pm .4$ Mio. J.) und auch jünger als die tonalitischen Intrusiva des umgebenden Gebietes (44. bis 30. Mio. J., siehe Zusammenfassung in DEUTSCH, 1984).

Geochemie

Die shoshonitische Ganggefolgschaft umfaßt Gesteine mit einem SiO_2 -Gehalt von 44. bis 53.5 Gew.-% (Tab. 6). Charakteristisch sind die hohen Gehalte an Alkalien mit $K_2O > Na_2O$, an Phosphor und hygromagmatophilen (LIL-) Elementen (Rb, Sr, Ba, U, Th). Den niedrigen Gehalten an Mg, Ni, Cr stehen Anreicherungen in den Seltenen Erdelementen (SEE) bis 650-fach chondritisch gegenüber. Typisch sind die hohen, als primär betrachteten CO_2 -Werte und der fehlende Trend einer Eisenanreicherung. Die Gesteine sind di-ol-hy- bzw. qz-hy-c-normativ (Basalte bis basaltische Andesite). Abweichend zu den von MORRISON (1980) aufgestellten Charakteristika shoshonitischer Magmen ist der jüngste basaltische Gang GA-1 ne-normativ und führt über 2.5 Gew.-% TiO_2 . In Korrelationsdiagrammen lassen sich die shoshonitischen Gesteine klar von den alkalibasaltischen (DEUTSCH, 1980) und kalkalkalischen Gängen (DEUTSCH, unpubl. Daten) aus der Goldeckgruppe, der Kreuzeckgruppe und dem Gailtalkristallin (vgl. Abb. 3) abgrenzen.

Die shoshonitischen Gänge GA-1 und GA-22 zeigen den primitivsten magmatischen Charakter (vgl. Abb. 4). Der mg*-Wert von 55 für GA-1 zeigt jedoch gemeinsam mit den niedrigen Ni- bzw. Cr-Konzentrationen (39 bzw. 139 ppm) an, daß aus dieser Schmelze bereits Olivin und Klinopyroxen fraktioniert worden sind. Die schwache

| | GA-1 | GA-18 | GA-21 | GA-22 | GA-23 | |
|---|------------|------------|-----------|------------|------------|-----------------|
| Gew.-% | | | | | | |
| SiO ₂ | 44.03 | 48.36 | 47.37 | 44.27 | 53.49 | |
| TiO ₂ | 2.46 | 1.56 | 1.73 | 1.84 | 1.33 | |
| Al ₂ O ₃ | 15.59 | 15.08 | 14.16 | 14.18 | 15.59 | |
| Fe ₂ O ₃ | 4.02 | 3.59 | 4.37 | 3.16 | 2.24 | |
| FeO | 7.75 | 5.15 | 3.85 | 5.75 | 4.75 | |
| MnO | .20 | .17 | .15 | .17 | .12 | |
| MgO | 5.39 | 6.96 | 6.07 | 6.53 | 6.53 | |
| CaO | 8.41 | 6.93 | 8.39 | 7.87 | 4.48 | |
| Na ₂ O | 3.12 | 2.62 | 2.29 | 2.42 | 2.99 | |
| K ₂ O | 3.56 | 3.92 | 3.78 | 2.81 | 3.41 | |
| P ₂ O ₅ | .63 | .80 | .82 | .88 | .35 | |
| H ₂ O ⁺ | 3.35 | 2.42 | 1.46 | 2.19 | 2.53 | |
| CO ₂ | .22 | .83 | 3.31 | 5.36 | .93 | |
| Cr ₂ O ₃ | .01 | .03 | .02 | .02 | .03 | |
| NiO | .00 | .02 | .02 | .02 | .02 | |
| Total | 98.74 | 98.44 | 97.79 | 97.47 | 98.79 | |
| ppm | | | | | | Nachweisgrenzen |
| Nb | 30 | 34 | 40 | 36 | 19 | 3 |
| Zr | 288 | 372 | 383 | 388 | 261 | 4 |
| Y | 33 | 25 | 22 | 21 | 13 | 4 |
| Sr | 1139 | 1025 | 1199 | 1214 | 834 | ID |
| U | 9 | 12.6 | 15.7 | 15.2 | 11.9 | INAA |
| Rb | 69.4 | 125 | 117 | 82.5 | 106 | ID |
| Th | 30 | 74.4 | 71.2 | 72.8 | 38.0 | INAA |
| Pb | 20 | 24 | 24 | 0 | 0 | 6 |
| Ga | 17 | 15 | 15 | 13 | 17 | 2 |
| Zn | 95 | 93 | 79 | 104 | 69 | 5 |
| Cu | 32 | 18 | 18 | 11 | 15 | 7 |
| Ni | 39 | 112 | 102 | 100 | 134 | 7 |
| Co | 43 | 27 | 29 | 25 | 19 | 6 |
| Cr | 134 | 223 | 188 | 211 | 273 | 10 |
| V | 238 | 254 | 242 | 243 | 229 | 3 |
| Ba | 1299 | 1536 | 1721 | 1408 | 1042 | 2 |
| Sc | 32 | 27 | 20 | 23 | 26 | .4 |
| | 800 | 99 | 1464 | 1426 | 582 | 16 |
| (⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _{norm} | .70806(18) | .70905(14) | .7094(24) | .70897(10) | .71328(18) | |

Tab. 6: Gesteinschemismus der shoshonitischen Gänge. Analysenmethodik: Haupt- und Spurenelemente mit RFA (NISBET et al. 1979); U, Th und REE (Tab. 7) mit INAA (BAJO et WITTENBACH, 1980); Rb, Sr mit ID (DEUTSCH 1984). Die (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)-Verhältnisse sind auf ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.37521 normalisiert und auf den Sollwert des NBS-Standards SRM 897 = .71014 adjustiert.

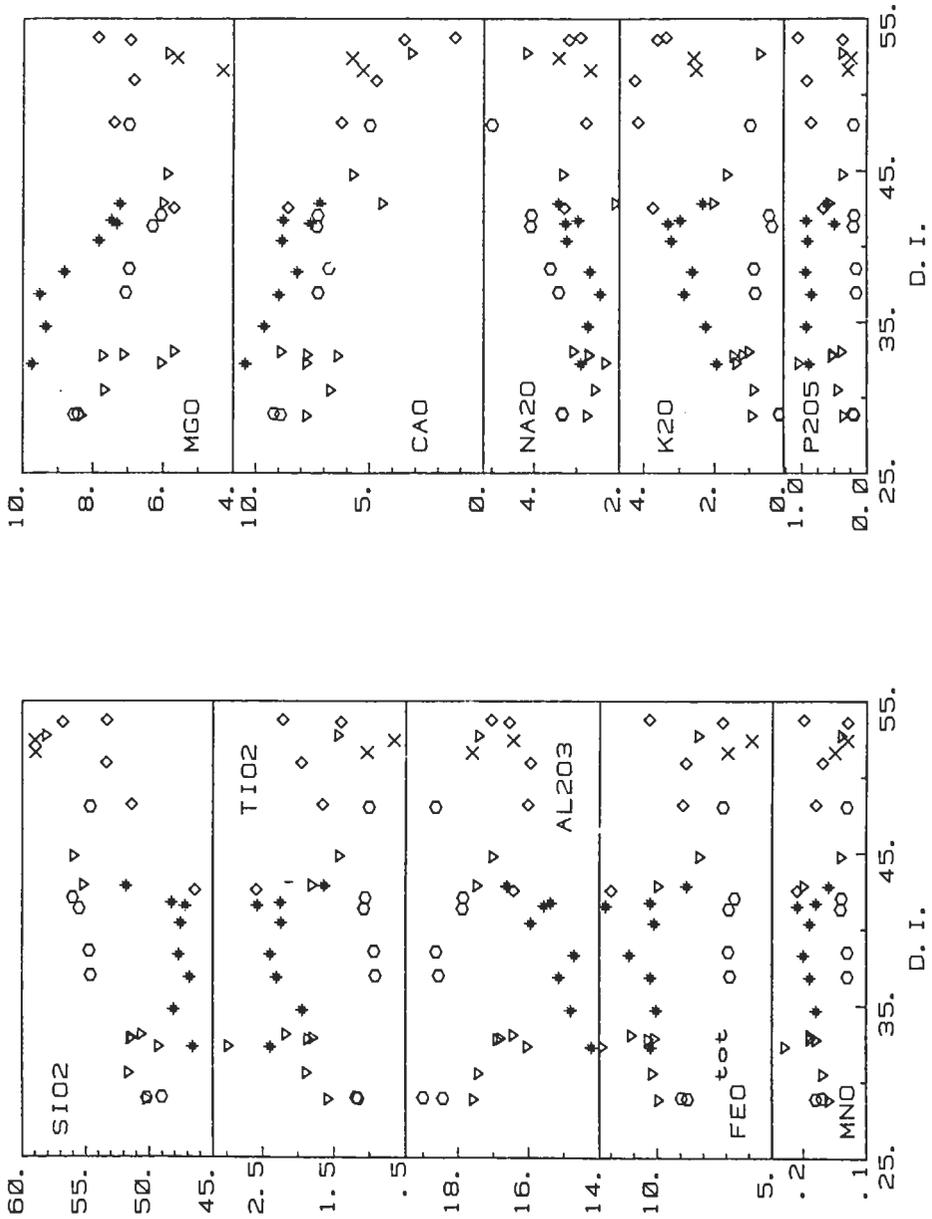


Abb. 3: Variationsdiagramm der Haupt- und Nebenelementoxide (in Gew.-%) gegen den Differenzierungsindex (D.I.), berechnet auf H₂O- und CO₂-freier Basis, für basische Ganggesteine aus der Region südlich des Tauernfensters. Symbole: Sterne – alkalibasaltisch, Dreiecke – kalkalkalisch, Sechsecke – kaliarm kalkalkalisch, Kreuze – kalireich kalkalkalisch, Vierecke – shoshonitisch. Die hohen und variablen Gehalte der shoshonitischen Gesteine an Fluids, die als primär angesehen werden, sind in dieser Darstellung nicht berücksichtigt.

Zunahme der Nickel-, Chrom- und Magnesiumkonzentrationen mit steigendem Kieselsäuregehalt in den Gängen GA-18 bis GA-23 hingegen deutet auf einen erhöhten Grad der Aufschmelzung. Ni geht bei Aufschmelzung von Granat und Klinopyroxen

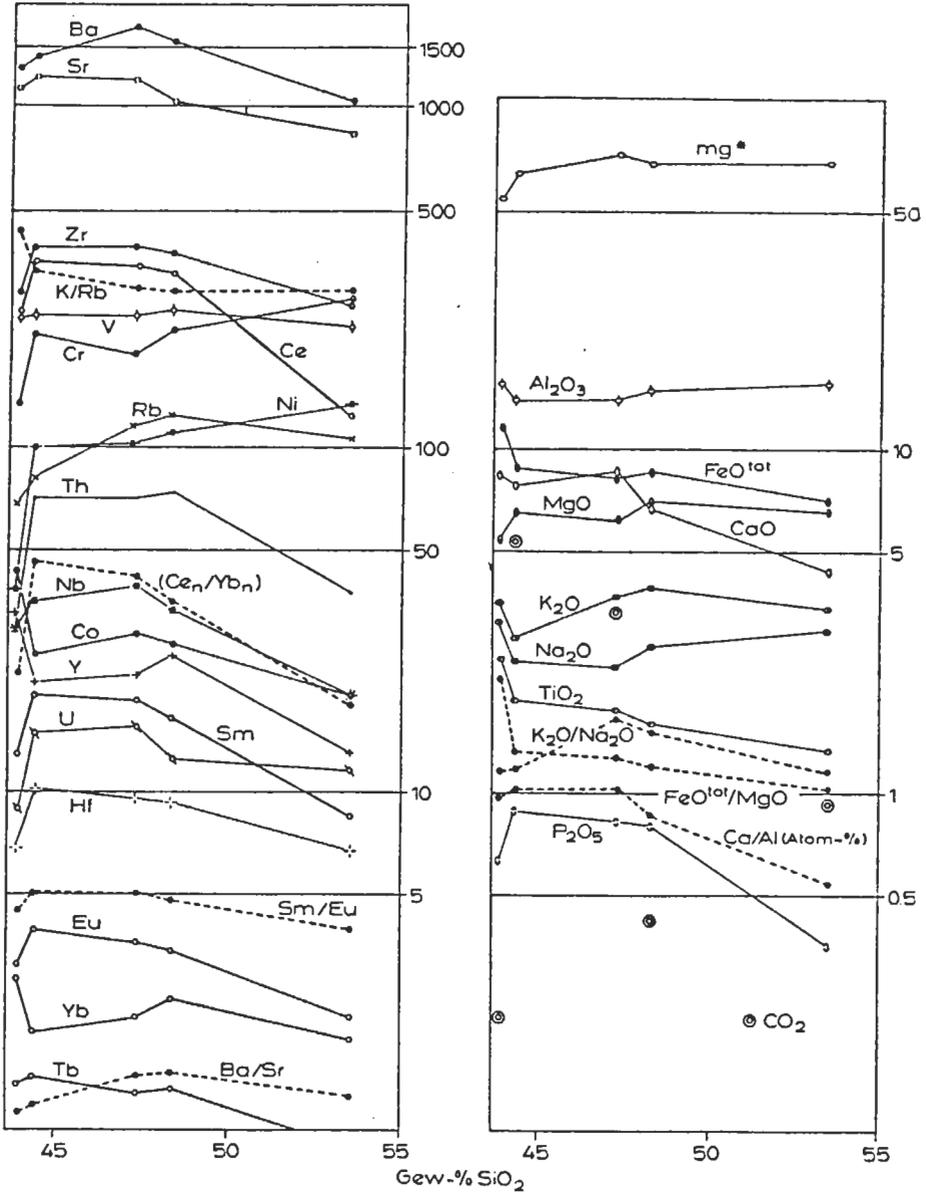


Abb. 4: Korrelationsdiagramm der Haupt- und Nebenelemente (in Gew.-%) sowie der Spurenelemente (in ppm) gegen Gew.-% SiO₂ für die shoshonitischen Ganggesteine aus der Kreuzeckgruppe. Weitere Erläuterungen im Text.

bevorzugt in die Schmelze (GAST 1968), Olivin hingegen hat einen Verteilungskoeffizienten für Nickel um 10. Folglich sollte Olivin im Residuum nur in geringen Anteilen vorhanden sein, und eine Kumulatbildung von Olivin beim Aufstieg der Magmen würden die Ni–SiO₂-Korrelation umkehren. Wegen der starken Fraktionierung der SEE ($Ce_N/Yb_N = 22.6$ für GA-1; 47.1 für GA-22, Abb. 5) muß Granat, der die höchsten Verteilungskoeffizienten für schwere SEE hat (SHIMIZU 1975), bei der Magmenbildung als Residualphase stabil gewesen sein. Das nahezu konstante Sm/Eu-Verhältnis (4.46–4.99) und die normalisierten Europiumwerte nahe 1 ($Eu/Eu^* = .83 - .97$) sprechen dafür, daß Plagioklas weder im Residuum als stabile Phase vorlag noch bei der fraktionierten Kristallisation eine größere Rolle spielte. Um die Alkali- bzw. Titananreicherungen erklären zu können, muß die Aufschmelzung von Kaersutit ± Phlogopit ($K \gg Na$) angenommen werden; Phosphor- und SEE-Konzentrationen zeigen, daß auch eine Phosphatphase in die Schmelze gegangen ist. Die Bildung der shoshonitischen Magmen kann also durch partielle Aufschmelzung eines kaersutit- und phlogopitführenden Granattherzolites erklärt werden. Die extremen Konzentrationen der LIL-Elemente, des Titans und der SEE in der Schmelze bedingen nicht nur eine äußerst geringe Teilaufschmelzung (vgl. GAST 1968), zudem muß das Mantelgestein in diesen Elementen bereits gegen die chondritischen Häufigkeiten angereichert gewesen sein.

Für einen an hygromagmatophilen Elementen metasomatisch angereicherten Mantel sprechen auch die Strontiumisotopenverhältnisse von Amphibolen und Klinopyroxen aus den Shoshoniten ($^{87}Sr/^{86}Sr = .7075 - .7080$; DEUTSCH, 1984) und die hohen primären CO₂-Gehalte der Gesamtgesteine (GA-22 : 5.4 Gew.-% CO₂). Eine ähnlich radiogene Strontiumisotopie, die die Existenz eines kontaminierten „angereicherten“ subkontinentalen Mantels belegt, haben Diopside in glimmerführenden Granattherzolitknollen aus Kimberliten (MENZIES und MURTHY, 1980). Die Zufuhr der Strontiumkomponente mit erhöhtem $^{87}Sr/^{86}Sr$ -Verhältnis und der inkompatiblen Elemente kann durch Infiltration des Ausgangsgesteines mit einem CO₂-reichen Fluid erklärt werden. WENDLANDT und HARRISON (1979) konnten zeigen, daß bei hohem Druck die CO₂-Dampfphase gegen silikatische Schmelzen stark an SEE, vor allem an leichten SEE angereichert ist.

Aufgrund von Modellrechnungen postulieren WASS und ROGERS (1980) für die Genese ähnlicher Magmen eine 1- bis 5-prozentige Teilaufschmelzung eines kaersutit- und apatitführenden Granattherzolites im oberen Erdmantel, dessen Elementhäufigkeiten durch metasomatische Prozesse zwischen 4- (für Yb) und 20-fach (für La) gegen C-1 Chondrite erhöht waren. ALIBERT et al. (1983) hingegen interpretieren die hohen Konzentrationen an streng inkompatiblen Elementen mit Aufschmelzung und Herauslösung von akzessorischen Mineralen beim Aufstieg des Magmas durch die Kruste. Obwohl im Falle der Shoshonite Kontamination in einem späten Stadium durch die Strontiumisotopie der Gesamtgesteine nachgewiesen ist (GA-23 : $^{87}Sr/^{86}Sr = .713$; DEUTSCH, 1984), zeigen doch $^{87}Sr/^{86}Sr$ und die SEE-Gehalte der Amphibole (Tab. 7, Abb. 5) aus dem Gang GA-1, daß bereits das ursprüngliche Magma angereichert war. Nach Experimenten von WATSON (1982) sind basaltische Magmen mit K₂O-Gehalten über 1.5 Gew.-% gegen die weitere Aufnahme von Kalium aus aufgeschmolzenen felsischen Krustengesteinen gepuffert. Da zudem die K/Rb-Verhältnisse der Shoshonite mit Ausnahme von GA-1 (>440) ziemlich konstant sind (283–260), kann für diese beiden Elemente eine Zufuhr während des Aufdringens der Magmen ausgeschlossen werden. Gleiches gilt für Titan, die Seltenen Erden und CO₂, die alle

| ppm | GA-1 | GA-18 | GA-21 | GA-22 | GA-23 | GA-1 Hbl | GA-18 Cpx | GA-23 Hbl | Reproduzier- barkeit |
|-------------------------------------|------|-------|-------|-------|-------|-------------|--------------|--------------|-------------------------|
| La | 104 | 198 | 201 | 207 | 74.6 | 125 | 33.0 | 26.3 | 2 % |
| Ce | 248 | 327 | 342 | 355 | 130 | 283 | 72.5 | 65.7 | 2 % |
| Sm | 13.5 | 16.5 | 18.4 | 19.1 | 8.38 | 22.5 | 7.88 | 9.84 | 2 % |
| Eu | 3.03 | 3.39 | 3.69 | 3.92 | 2.15 | 4.12 | 1.66 | 2.20 | 2 % |
| Tb | 1.36 | 1.33 | 1.29 | 1.46 | .803 | 1.90 | .828 | .870 | 6 % |
| Yb | 2.8 | 2.45 | 2.08 | 1.93 | 1.85 | 5.97 | 1.38 | 2.09 | 4 % |
| Lu | .53 | .377 | .293 | .306 | .276 | .999 | .211 | .273 | 3 % |
| Hf | 6.9 | 9.50 | 9.84 | 10.1 | 6.70 | 13.3 | 4.38 | 4.32 | 2 % |
| (Ce _n /Yb _n) | 22.6 | 34.1 | 42. | 47.1 | 18. | 13.4 | 13.4 | 8.9 | |
| Eu/Eu* | .86 | .90 | .83 | .83 | .97 | | | | |

Tab. 7: REE-Gehalte von Gesamtgesteinsproben und von Mineralkonzentraten (Reinheit > 99. Vol.-%) aus shoshonitischen Gängen.

mit zunehmendem SiO₂-Gehalt der Ganggesteine im Gegensatz zu den Strontiumisotopenverhältnissen abnehmen (vgl. Abb. 4). Will man die Anreicherungen an inkompatiblen Elementen durch Kontamination des Magmas erklären, so müßte dieser Prozeß bereits im oberen Erdmantel oder in der unteren Kruste vor der Erstauscheidung der mafischen Phasen stattgefunden haben.

Eine Kontamination der basischen Schmelze durch krustales Material kann durch die Präsenz korrodierter Quarz- und Plagioklasenokristalle belegt werden. Der Trend zu höheren Strontiumisotopenverhältnissen weist ebenso auf die Aufnahme von Krustenmaterial beim Aufstieg der Magmen hin. Da aber diese Assimilation im Magma zur verstärkten Kristallisation führt, werden die Effekte der Zufuhr von Material durch die Fraktionierung überlagert und können nicht evaluiert werden.

Die Entwicklung zu dem SiO₂-reichen basaltisch-andesitischen Gang stellt sich als komplexer Prozeß dar, der durch die zusätzliche fraktionierte Kristallisation von Klinopyroxen und Apatit, in einem späten Stadium auch von Biotit gesteuert wird. Neben diesen Phasen, die Phenokristalle und z. T. Kornhaufen („Kumulate“) bilden, dürfte auch die Fraktionierung von Amphibol ins Gewicht fallen. Jene Elemente, die bevorzugt in Hornblende eingebaut werden, nämlich Zr, Nb, Co und Hf, in gewissem Maße auch Titan korrelieren mit SiO₂ (vgl. Abb. 4) negativ und könnten ein Hinweis auf die fraktionierte Kristallisation von Amphibolen sein. Allerdings kann der Beitrag der Hornblendens wegen der variablen Mineralchemie und der stark unterschiedlichen Verteilungskoeffizienten für die SEE nicht abgeschätzt werden.

Mit Zunahme des SiO₂-Gehaltes nehmen die REE-Konzentrationen der Gesamtgesteine ab und der (Ce_n/Yb_n)-Quotient sinkt (47.1 / 18) (Tab. 7, Abb. 4, 5). Die strenge Korrelation von Ce und P₂O₅ zeigt die Fraktionierung von Apatit an, als mögliche Ursache für die relative Anreicherung der schweren REE wird die Abtrennung von Klinopyroxen gesehen, dessen K_D-Werte für diese Elemente deutlich unter 1 liegen (Tab. 7, Abb. 5). Ein weiteres geochemisches Merkmal ist die negative Korrelation von Uran und Thorium mit SiO₂, wobei beide Elemente in hohen Konzentrationen vorliegen.

Genetische Interpretation

Die subvulkanischen shoshonitischen Ganggesteine können mit einer komplizierten mehrstufigen Petrogenese am besten erklärt werden. Die Magmen dürften durch

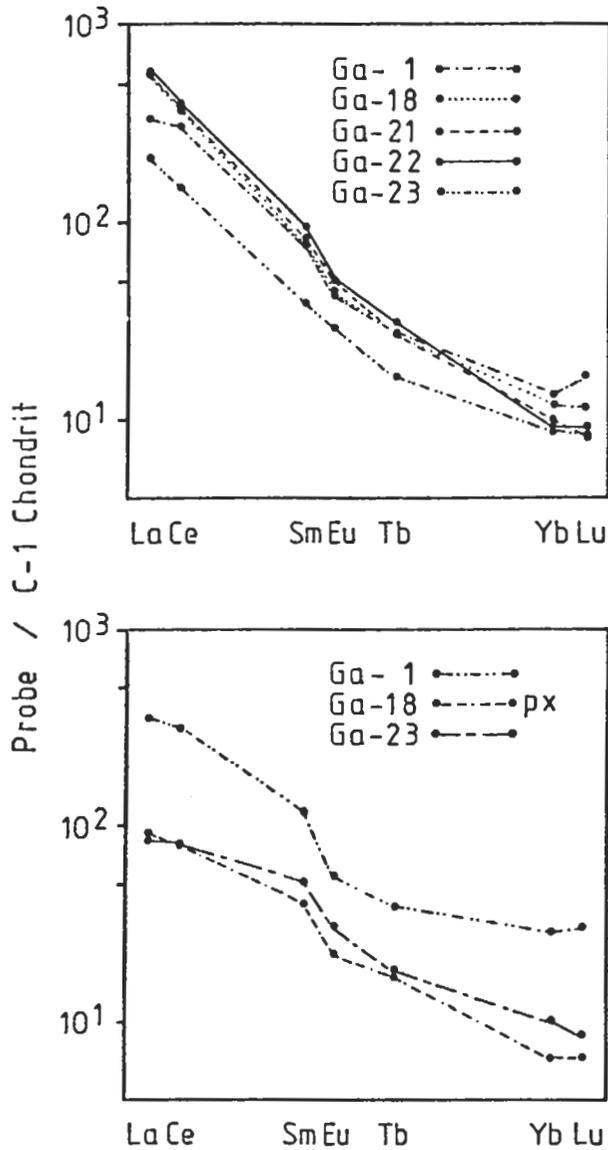


Abb. 5: SEE-Gehalte der shoshonitischen Ganggesteine (oberes Diagramm) sowie von handseparierten Hornblende-Klinopyroxenenkonzentraten (unteres Diagramm) normalisiert auf SEE-Gehalte des C-1 Chondriten Leedy/1.2 (MASUDA et al. 1973).

Teilaufschmelzung eines olivinarmen kaersutitführenden Klinopyroxen-Granattherzolites entstanden sein, welcher in den inkompatiblen Elementen und an radiogenem Sr gegen Mantelgesteine bereits angereichert war. Beim Aufstieg der Magmen kam es zur geringfügigen Assimilation von Krustenmaterial und fraktionierter Kristallisation von Klinopyroxen, Amphibol und Biotit. Das Instabilwerden von Kaersutit und das Fehlen von Plagioklas im Ausgangsgestein weisen auf eine Magmenbildung in größeren Tiefen hin; beispielsweise als Folge der „alpinotypen“ Kontinent-Kontinent-Kollision von Eozän bis Oligozän. Durch das Absinken subduzierter penninischer Lithosphäre wurden zu dieser Zeit im oberen Mantel Partialschmelzen ausgelöst, die zu den mächtigen kalkalkalischen Intrusivkörpern des Adamello, Bergell und Rieserferner führten (DIETRICH, 1984). Ein mögliches Szenario für die Bildung der shoshonitischen Magmen wäre die Zufuhr von Fluids, angereichert an inkompatiblen Elementen, die durch die Dehydratation der penninischen Kruste in den oberen Erdmantel freigesetzt wurden. Dadurch wurde eine geringe Teilaufschmelzung des oberen Erdmantels ausgelöst. Der Aufstieg der Magmen wurde schließlich durch die im Oligozän einsetzende Phase der tektonischen Dehnung begünstigt (LAUBSCHER, 1983).

Danksagung

Ich danke Herrn V. DIETRICH (ETH-Zürich) für Diskussionen und die Durchsicht des Manuskriptes, den Herren A. ESENWEIN (Eidgenössische Materialprüfungsanstalt) und WYTTEBACH (E. I. R. Würenlingen) für die Hilfe im analytischen Teil der Arbeit. Die Untersuchungen wurden durch Geldmittel des Schweiz. Nationalfonds Projekt No. N. F. 2.617-0.76 unterstützt.

Literatur

- ALIBERT, C., MICHARD, H. and ALBAREDE, F.: The transition from alkali basalts to kimberlites: isotope and trace element evidence from melitites. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 82, 176–186, 1983.
- BAJO, S. & WYTTEBACH, A.: Extraction liquide-liquide des terres rares et application a leur dosage dans les silicates par activation neutronique. – *E. I. R. Techn. Mitt.* TM-44-80-2, 1980.
- BELLIENI, G., PECCERILLO, A. & POLI, G.: The Vedrette di Ries (Rieserferner) plutonic complex: petrological and geochemical data bearing on its genesis. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 145–156, 1981.
- CARSTENS, H.: Spherulitic crystallization in lamprophyric magmas and the origin of ocelli. – *Nature*, 297, 493–494, 1982.
- CAWTHORN, R. G. & COLLERSON, K.D.: The recalculation of pyroxene end-member parameters and the estimation of ferrous and ferric iron content from electron microprobe analyses. – *Am. Mineral.*, 59, 1203–1208, 1974.
- COOMBS, D. S., NAKAMURA, Y. & VUAGNAT, M.: Pumpellyite-actinolite facies schist of the Tavayanne formation near Loeche, Valais, Switzerland. – *J. Petrol.* 17, 440–471, 1976.
- & WHETTEN, J. T.: Composition of analcime from sedimentary and burial metamorphic rocks. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, 269–282, 1967.
- DEUTSCH, A.: Alkalibasaltische Ganggesteine aus der westlichen Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – *Tschermaks mineral.-petrol. Mitt.*, 27, 17–34, 1980.
- Young alpine dykes south of the Tauern Window (Austria): a K–Ar and Sr isotope study. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 85, 45–57, 1984.
- DIETRICH, V.: Evolution of the Eastern Alps: the traditional concept and modern

- plate tectonics. – *Ann. Geophys.*, 2, 155–160, 1984.
- EXNER, CH.: Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineaments. – *Verh. Geol. B.-A.*, Wien, 1976, 3–64, 1976.
- GIZYCKI, P. V. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Plutone im SW des Tauernfensters (Ostalpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 1978, 657–673, 1978.
- GRATZER, R.: Ein Beitrag zur Petrologie der Rieserferner Intrusion in Ost- und Südtirol. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, 30/31, 319–342, 1984.
- HYTÖNEN, K. & SCHRAIRER, J. F.: The plane enstatite-anorthite-diopside and its relation to basalts. – *Yb. Carnegie Inst. Washington*, 60, 125–139, 1961.
- KUNIYOSHI, S. & LIOU, J. G.: Burial metamorphism of the Karmutsen volcanics, Vancouver Island, British Columbia. – *Am. J. Sci.*, 276, 1096–1119, 1976.
- LAUBSCHER, H. P.: The tectonic situation of the late Alpine "periadriatic" intrusions. – *Ann. meeting Soc. Geol. Ital. e Soc. Ital. Mineral. Petrol.*, Padova 1983 (abstract).
- LEAKE, B. E.: Nomenclature of amphiboles. – *Can. Mineral.*, 16, 501–520, 1978.
- LIU, J. G.: Zeolite facies metamorphism of basaltic rocks from the Last Taiwan ophiolite. – *Am. Mineral.*, 64, 1–14, 1979.
- MARIOTTI, A. & VELDE, D.: Sur la presence d'une microsyenite riche en hornblende brune (proche des ehrwaldites) dans le flysch cretace des Lienzer Dolomiten (Tirol, Autriche), au Nord de la Ligne du Gail. – *C. R. Acad. Sci. Paris*, 275, D 1–4, 1972.
- MASUDA, A., NAKAMURA, N. & TANAKA, T.: Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 37, 239–248, 1973.
- MENZIES, M. & MURTHY, V. R.: Enriched mantle: Nd and Sr isotopes in diopsides from kimberlite nodules. – *Nature*, 283, 634–636, 1980.
- MORRISON, G. W.: Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. – *Lithos*, 13, 97–108, 1980.
- NISBET, E. G., DIETRICH, V. & ESENWEIN, A.: Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. – *Fortschr. Mineral.*, 57, 264–279, 1979.
- PASSAGLIA, E. & GOTTARDI, G.: Crystal chemistry and nomenclature of pumpellyites and julgoldites. – *Can. Mineral.*, 12, 219–223, 1973.
- SHIMIZU, N.: Rare earth elements in garnets and clinopyroxenes from garnet lherzolite nodules in Kimberlites. – *Earth Planet. Sci. Lett.*, 25, 26–32, 1975.
- SIGVALDASON, G. E.: Epidote and related minerals in two deep geothermal drill holes, Reykjavik and Hveragerdi, Iceland. – *USGS Prof. Paper*, 450E, 77–79, 1962.
- THOMPSON, R. N.: Some high-pressure pyroxenes. – *Mineral. Mag.*, 39, 769–787, 1974.
- THOMASSON, J. & KRISTMANNSDOTTIR, H.: High temperature alteration and thermal brines, Reykjanes, Iceland. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 36, 251–276, 1972.
- WASS, S. Y.: Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. – *Lithos*, 12, 115–132, 1979.
- & ROGERS, N. W.: Mantle metasomatism – precursor to continental alkaline volcanism. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 44, 1811–1823, 1980.
- WATSON, E. B.: Basalt contamination by continental crust: some experiments and

- models. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 73–87, 1982.
- WENDLANDT, R. F. & HARRISON, W. J.: Rare earth partitioning between immiscible carbonate and silicate liquids and CO₂ vapor: results and implications for the formation of light rare earth-enriched rocks. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 69, 409–419, 1979.

Manuskript eingelangt am 7. 10. 1985

Manuskript angenommen am 7. 11. 1985