

Sauerstoff-Isotopenuntersuchungen an Mineralen eines metamorphen Profils der Hohen Tauern, Österreich

Hans Friedrichsen

Mineralogisches Institut der Universität Marburg

Georg Müller

Mineralogisch-Petrographisches Institut der Technischen Universität Clausthal

Wolfgang Stahl

Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover

Eingegangen am 12. März 1973

Oxygen Isotope Analyses on Minerals of a Metamorphic Profile from Hohe Tauern, Austria

Abstract. Oxygen isotope analyses on minerals of a metamorphic profile from Hohe Tauern, Austria indicate that the oxygen isotopes of the coexisting minerals quartz, garnet, and biotite have been reequilibrated during alpidic metamorphism. The K/Ar-ages of these biotites are in the range of 20–30 my. Metamorphic temperatures can be calculated from the quartz-biotite and quartz-garnet isotopic fractionations. The metamorphic temperature in the northern part of the region under investigation is 440° C and increases in direction to Tauernhauptkamm to about 600° C. Indicated by petrographic investigations, two samples from this area show no remarkable metamorphic influence. K/Ar-determinations on hornblendes and biotites yielded variscan ages.

The isotopic temperatures of these samples, calculated by the oxygen isotope fractionations of quartz-biotite, quartz-magnetite, and feldspar-magnetite are equal within the limits of instrumental error and represent the crystallisation temperature of a granodioritic magma of 660–670° C.

1. Einleitung

Das Gebiet des Großvenedigers in den Hohen Tauern ist während der letzten 20 Jahre petrographisch und geologisch von F. Karl und O. Schmidegg untersucht worden. Die hier bearbeiteten Proben stammen aus dem Krimmler Achental und dem Obersulzbachtal. Einzige Ausnahme bildet die Probe 81, die etwa 4 km westlich des Krimmler Tauernhauses entnommen wurde. Die Probenentnahmepunkte wurden in ein Profil projiziert, welches vom Alpenhauptkamm in Süden parallel zum Achen- und Obersulzbachtal nach Norden auf die Salzach-Störung zuläuft (Abb. 1).

Alle Proben wurden den sog. Zentralgneisen der Ostalpen entnommen. In dem hier untersuchten Gebiet hat Karl (1956) erstmals zwei Gesteinstypen unterschieden, nämlich „Augen- und Flasergranitgneise“, welche er 1969 (in: Jäger *et al.*) als ehemalige Porphyrg Granite bezeichnete, und schwächer metamorphe Granodiorite bis Tonalite.

1959 beobachtete Karl ferner kleinere Vorkommen diskordanter, ebenfalls schwach metamorpher Aplitgranite (Karl, 1960, Typus Reichenspitze).

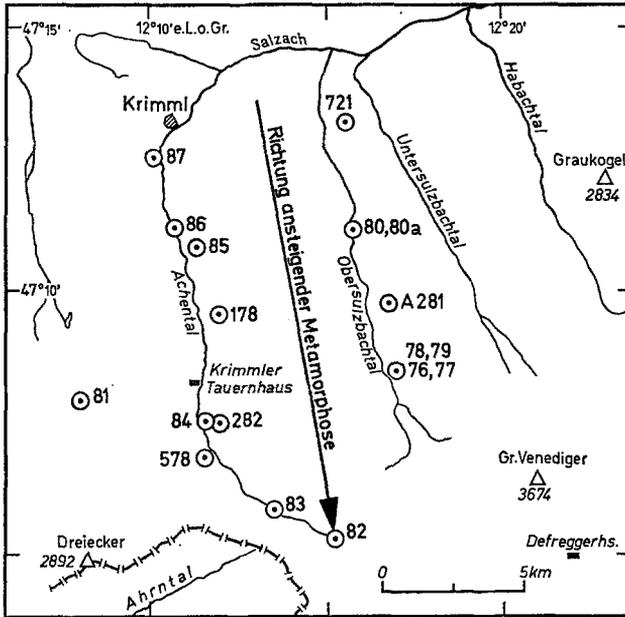


Abb. 1. Entnahmepunkte der Proben

Zur Gruppe der Augen- und Flasergneise gehören die untersuchten Proben Nr. 84, 87, 721, 86, 178, A 281, zu den Meta-Granodioriten bis -Tonaliten Nr. 78, 79, 76, 77, 282, 578, 83, 82, zu den Meta-Aplitgraniten Nr. 80, 80a, 81 und 85.

Fast alle diese Gesteine besitzen nach Besang *et al.* (1968) und Jäger *et al.* (1969) alpidische Mineral-Modellalter sowohl nach der Rb/Sr- als auch nach der K/Ar-Methode.

Karl (1962, 1964) hat darauf hingewiesen, daß die alpidische metamorphe Überprägung der sog. Zentralgneise von Norden nach Süden in Richtung auf den Alpenhauptkamm in ihrer Intensität zunimmt. Die Metamorphose steigt nach Karl von der niedrigen Grünschieferfazies bis zur Epidot-Amphibolitfazies an.

Merkwürdigerweise fanden sich bei einer Untersuchung der Zirkone in Metamorphiten dieses Gebietes durch einen der Autoren (Müller, 1965) zwei fast völlig von der alpidischen Metamorphose verschonte Proben (Nr. 76, 77). Es handelt sich hierbei um Granodiorite (Karls Tonalitgranite). Ihre Hornblenden und Biotite ergaben dementsprechend die bisher einzigen bekannten präalpidischen K/Ar-Mineralmodellalter des Gebietes. Die Rb/Sr-Modellalter der Biotite sind hingegen auch hier alpidisch. Aus den umfangreichen petrographischen Untersuchungen Karls und den Modellaltersbestimmungen an Mineralen ist zu folgern, daß die Gesteine des gesamten Gebietes bei der alpidischen Gebirgsbildung vor 20—30 Ma rekristallisierten. Ausnahmen bilden nur die Proben Nr. 76 und 77 mit variskischen K/Ar-Modellaltern.

Die im folgenden dargestellten Untersuchungen der Sauerstoffisotope wurden unter zwei Fragestellungen ausgeführt:

a) Lassen sich bei den Sauerstoffisotopen in Mineralen Fraktionierungen feststellen, welche die Beobachtung Karls einer Zunahme des Metamorphosegrades in Richtung auf den Alpenhauptkamm stützen?

b) Wie verhalten sich die Sauerstoffisotope in den beiden Gesteinsproben, die nach petrographischem Befund und ihren K/Ar-Modellaltern an Hornblenden und Biotiten von der alpidischen Rekristallisation kaum beeinflusst wurden?

2. Petrographie der Probengruppen

Da bereits ausführliche Beschreibungen zur Petrographie des Gebietes vorliegen (Karl, 1959, 1969; in: Jäger *et al.*), ferner für die meisten hier untersuchten Proben schon genaue Fundortsbezeichnungen und petrographische Kurzbeschreibungen (Müller, 1965) gegeben wurden, soll nur eine kurze Kennzeichnung der Probentypen vermittelt werden.

Tabelle 1. Mittelwerte von Modalanalysen der drei untersuchten Gesteinstypen (Vol.-%)

Mineralbestand	Augen- und Flasergneise	Meta-Grano- Quarzdiorite	Meta-Aplit- granite
Quarz	33,7	20,2	32,1
Mikroklin ^a	9,6	1,2	27,0
Plagioklas ^b	An 1—5 36,9	An 19—28 45,5	An 1—5 36,4
Hornblende	—	1,1	—
Biotit	7,5	19,3	1,3
Chlorit	0,7	—	1,5
Hellglimmer	5,6	0,9	akz.
Klinozoisit ^c	4,4	9,0	akz.
Akzessorien ^d	1,6	2,8	1,7

^a Perthitisch entmischt, partiell Schachbrettalbit-Bildung.

^b Mehr oder weniger serizitisiert und saussuritisiert.

^c > 90% Klinozoisit mit geringen Anteilen Pistazit.

^d Almandin, Titanit, Apatit, Zirkon, Calcit.

Hierzu wurden von den Proben 80, 80a, 81 und 85 Modalanalysen mit dem point counter erstellt und die Werte gemittelt. Aus den Arbeiten Karls (1959, 1969; in: Jäger *et al.*) wurden die Modalanalysen von je 4 Meta-Grano- bis Quarzdioriten (Karls Tonalitgranite) und 4 Augen- und Flasergneisen entnommen und die Mittelwerte berechnet (Tabelle 1).

3. Niggli-Daten der Probengruppen

Aus den von Karl (1959), Gundlach, Karl und Müller (1967) publizierten chemischen Analysen und drei noch unveröffentlichten Gesteinsanalysen wurden für die drei Gesteinsgruppen Niggli-Werte berechnet. Für die Mittelwertbildung standen bei den relativ homogenen Meta-Aplitgraniten und den Augen- und Flasergneisen je 5 chemische Analysen zur Verfügung. Für die stark variierende

Tabelle 2. Niggli-Werte der drei Probengruppen

Gesteinstyp	si	al	fm	C	alk	k	mg
Meta-Aplitgranite	452	44,5	7,9	8,7	38,9	0,40	0,29
Meta-Grano- bis Quarzdiorite	212	37,0	27,0	18,0	18,0	0,28	0,47
Augen- und Flasergneise	357	37,0	23,0	10,5	29,5	0,30	0,29

Gruppe der metamorphen Adamellite, Granodiorite und Quarzdiorite (Karls Tonalitgranite) dienten 28 Analysen zur Mittelwertbildung. Relativ schwach mit nur wenigen Daten sind die al-Werte belegt (Tabelle 2).

Wenn man von der Annahme Karls (1969; in: Jäger *et al.*) ausgeht, daß die Augen- und Flasergneise ehemalige Granite sind, dann gehören alle drei Gesteinstypen den Magmen der Kalkalkalireihe an. Die erste Gruppe ist demnach aus leukogranitischen Magmen entstanden und als ausgesprochen salisch zu bezeichnen.

Die zweite Gruppe (Karls Tonalitgranite) umfaßt Gesteine, welche aus granitischen bis dioritischen Magmen stammen. Die aus 28 Proben gemittelten Niggli-Werte entsprechen einem quarzdioritischen Magma. Der Charakter ist isofal bis schwach salisch mit leichter Tendenz zu den Adamelliten. Der mg-Wert entspricht jedoch den isofalen Quarzdioriten.

Die Augen- und Flasergneise sind unter Karls Voraussetzung eines Orthogesteinscharakters und einer isochemischen Metamorphose den salischen trondhjemitischen Magmen zuzuordnen.

4. Meßmethodik und -ergebnisse

Die Proben wurden nach einem von Müller (1965) bereits publizierten Schema aufbereitet. Die Mineralkonzentrate wurden durch manuelles Verlesen unter dem Stereomikroskop auf den notwendigen Grad der Reinheit gebracht. Die Reinheit der Mineralfractionen wurde durch röntgenographische Phasenanalysen überprüft.

Für die massenspektrometrische Bestimmung der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisse muß der Sauerstoff der Silikate, bzw. des Magnetits freigesetzt und zu Kohlendioxid umgewandelt werden. Dazu wurden 10—30 mg der Probensubstanz mit Brompentafluorid bei 500—700° C umgesetzt und der freigewordene Sauerstoff mittels eines auf 800° C erhitzten Kohlestabs in CO_2 übergeführt (Clayton u. Mayeda, 1963). Die relative Abweichung des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Verhältnisses dieses Kohlendioxids von der Isotopenzusammensetzung eines Standardgases ($\delta^{18}\text{O}$ -Wert) wurde in einem Massenspektrometer vom McKinney-Typ (McKinney *et al.*, 1950) gemessen. Die Reproduzierbarkeit der $\delta^{18}\text{O}$ -Bestimmungen, welche die Fehler der Probenaufbereitung und der massenspektrometrischen Analyse einschließt, wurde aus Mehrfachmessungen ermittelt. Sie beträgt $\pm 0,2\text{‰}$ (1 σ).

In Tabelle 3 sind die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der untersuchten Minerale angegeben. Bezugssubstanz ist der SMOW-Standard.

Bei den analysierten Proben tritt, unabhängig von dem untersuchten Gesteinstyp, eine charakteristische Verschiebung der ^{18}O -Konzentration in den einzelnen Mineralen auf. Der ^{18}O -Gehalt nimmt vom Magnetit über Biotit, Granat, Hornblende, Feldspäte bis zum Quarz zu. Diese Abfolge wurde bereits 1967 von Garlick u. Epstein bei einer Untersuchung der „Sauerstoff-Isotopenverhältnisse in

Tabelle 3. $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (SMOW) der Minerale (‰)a) *Augen- und Flasergneise*

Probe-Nr.	84	A 281	178	86	721	87
Quarz	9,8	9,0	10,1	—	10,7	10,6
Feldspäte	7,4	—	—	8,1	—	9,1
Granat	5,4	—	—	5,7	—	5,6
Biotit	4,5	3,3	3,6	4,3	3,6	3,6

b) *Meta-Grano-Quarzdiorite*

Probe-Nr.	82	83	578	282	78	79	76	77
Quarz	8,7	11,2	8,5	8,7	10,5	10,9	10,0	—
Feldspäte	8,2	8,9	—	—	8,4	8,4	7,9	7,5
Hornblende	—	—	—	—	—	—	5,4	5,4
Granat	4,6	5,5	—	—	6,2	—	—	—
Biotit	3,3	4,9	3,2	(2,3)	4,4	4,8	5,7	5,3
Magnetit	—	—	—	—	—	—	1,5	1,5

c) *Meta-Aplitgranite*

Probe-Nr.	81	80	80a	85
Quarz	10,3	10,7	10,8	10,8
Feldspäte	7,7	8,9	9,8	8,8
Granat	5,7	5,7	5,5	5,9
Biotit	(3,8)	4,1	4,6	4,2

Die in Klammern angegebenen Daten bezeichnen partiell chloritisierte Biotite.

koexistierenden Mineralen regional-metamorpher Gesteine“ beschrieben. Die Isotopendaten metamorpher Gesteine werden

- von der Isotopenzusammensetzung des Ausgangsmaterials,
- von dem Grad der Einstellung des Isotopengleichgewichts während der Metamorphose und
- von der Temperatur, bei der die Minerale bezüglich ihrer Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung ein geschlossenes System wurden, bestimmt.

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der hier untersuchten Minerale (z. B. $\delta^{18}\text{O}_{\text{Quarz}} = 8,5-11,2\text{‰}$) spiegeln die magmatische Herkunft des Ausgangsmaterials wieder (Taylor, 1968). Setzt man eine vollständige Einstellung des Isotopengleichgewichts voraus, so sind die Fraktionierungen, d. h. die Unterschiede in der Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung zwischen den einzelnen Mineralen,

$$\text{z. B. } \Delta(\text{Quarz-Biotit}) = \delta^{18}\text{O}_{\text{Quarz}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Biotit}},$$

charakteristisch für die Bildungstemperatur. Diese Temperatur ist entweder die magmatische Kristallisationstemperatur oder die maximale Metamorphosetemperatur, wenn retrograde Umbildungen ausgeschlossen oder vernachlässigt werden können.

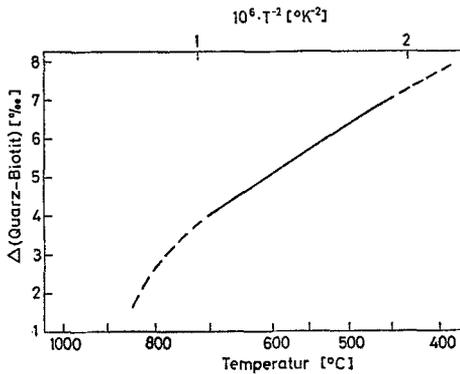


Abb. 2. Sauerstoff-Isotopenfraktionierung im System Quarz-Biotit

Die Isotopenfraktionierung in den Systemen Quarz-Biotit und Quarz-Granat in Abhängigkeit von der Temperatur ist bisher noch nicht experimentell ermittelt worden. Es sind aber die Bildungstemperaturen einer Reihe von Paragenesen bekannt, für die ebenfalls der Δ (Quarz-Biotit)-Wert gemessen wurde. Aus diesen Daten, die etwa 50 Werte aus der Literatur (Taylor, 1968; Garlick, 1969) und aus eigenen Untersuchungen (Friedrichsen, unpubliziert) umfassen, läßt sich die Isotopenfraktionierung im System Quarz-Biotit in Abhängigkeit von der Gleichgewichtstemperatur näherungsweise darstellen (Abb. 2). Diese Kurve sollte mit Fehlergrenzen von etwa $\pm 0,5\text{‰}$ gültig sein.

Taylor u. Coleman (1968) haben in ähnlicher Weise die Isotopenfraktionierung im System Quarz-Granat in Abhängigkeit von der Temperatur ermittelt.

5. Diskussion der Ergebnisse

Zur Prüfung der Frage, ob bei der metamorphen Überprägung eine Neueinstellung des Sauerstoff-Isotopengleichgewichts erfolgt ist, werden zunächst jene Minerale herangezogen, von denen man weiß, daß sie während der Metamorphose rekristallisierten oder neu gebildet wurden. Das sind hier Quarz, Biotit und Granat (bezüglich des Granats s. Ackermann *et al.*, 1972).

Aus einer gegebenen Korrelation zwischen der Isotopenfraktionierung koexistierender Minerale und dem Metamorphosegrad läßt sich auf eine Einstellung des Isotopengleichgewichts während der Metamorphose schließen. Außerdem zeigt eine solche Korrelation an, daß die während der Rekristallisation oder Neubildung der Minerale entstandene Isotopenzusammensetzung nicht durch den der Metamorphose folgenden Temperaturabfall verändert worden ist (Garlick u. Epstein, 1967).

In Abb. 3 und 4 sind die Isotopenfraktionierungen Δ (Quarz-Biotit) und Δ (Quarz-Granat) in Abhängigkeit von dem Abstand der Probenahmepunkte vom Tauernhauptkamm, d.h. entgegen der Richtung der ansteigenden Metamorphose, aufgetragen. Als willkürlicher Nullpunkt der Entfernungsskala wurde der Entnahmepunkt der Probe 82 gewählt (Abb. 1). Etwa in der in Abb. 1 angegebenen Richtung wurde von Karl (1962, 1965) eine Abnahme der Metamorphoseintensitäten aus petrographischen Befunden abgeleitet.

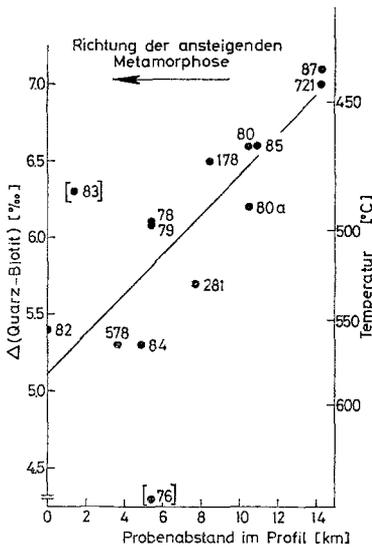


Abb. 3

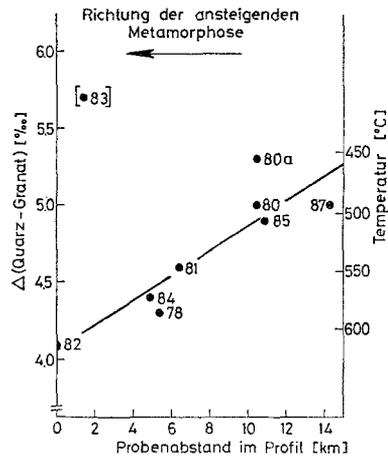


Abb. 4

Abb. 3. Sauerstoff-Isotopenfraktionierung (Quarz-Biotit) im Metamorphoseprofil (vgl. Abb. 1). Temperaturen s. Text

Abb. 4. Sauerstoff-Isotopenfraktionierung (Quarz-Granat) im Metamorphoseprofil (vgl. Abb. 1). Temperaturen nach Taylor u. Coleman (1969)

Aus den zusammenfassenden Arbeiten von Taylor (1968), Garlick (1969) und Taylor u. Coleman (1968) ist bekannt, daß die Isotopenfraktionierung des Sauerstoffs zwischen Quarz und Biotit bzw. zwischen Quarz und Granat um so kleiner ist, je höher die Temperatur der letzten Gleichgewichtseinstellung in diesen Systemen, d.h. je höher die „Neubildungstemperatur“ der jeweiligen Minerale war. Es zeigt sich (Abb. 3 u. 4), daß in beiden Systemen die Δ -Werte in Richtung zum Tauernhauptkamm (Probepunkt 82) abnehmen. In Übereinstimmung mit Karl spiegeln die Isotopenanalysen deutlich die ansteigende Metamorphose in Richtung auf den Tauernhauptkamm wider. Die in Abb. 3 und 4 dargestellte Korrelation (Korrelationskoeffizient in beiden Fällen: $r = +0,89$) macht aber auch die Annahme, daß sich während der Metamorphose die Isotopen-Gleichgewichte zwischen Quarz, Granat und Biotit eingestellt haben, sehr wahrscheinlich. Hingegen lassen sich die Fraktionierungen Δ (Quarz-Feldspat) und Δ (Feldspat-Biotit) nicht in gleich zufriedenstellender Weise mit dem Metamorphosetrend korrelieren ($r = +0,06$ bzw. $r = +0,40$). Bei den Feldspäten ist offensichtlich Altbestand neben Neubildungen erhalten geblieben (Karl, 1959). Aus diesem Grund werden im Rahmen dieser Arbeit keine weiteren Folgerungen aus den Isotopendaten der durch die Metamorphose partiell beeinflussten Feldspäte abgeleitet.

Aus Abb. 3 und 4 können folgende Schlüsse gezogen werden:

1. Während der alpidischen Metamorphose haben sich die Isotopengleichgewichte für den Sauerstoff der Minerale Quarz, Granat und Biotit eingestellt.

Die Rekristallisation (Quarz) und die Mineralneubildung (Granat) ist mit einer Neueinstellung des Isotopengleichgewichts des Sauerstoffs verbunden.

2. Retrograde Umwandlungen, welche die während des Maximums der Metamorphose eingestellte Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung der untersuchten Quarze, Granate und Biotite stören könnten, sind mit großer Wahrscheinlichkeit nicht eingetreten (Ausnahme: Probe 83, vgl. 5). Diese Schlußfolgerung ist jedoch nicht allgemein gültig. Schwarcz *et al.* (1970) haben in einer detaillierten Untersuchung metamorpher Gesteine aus Vermont, New Hampshire und Maine gezeigt, daß viele der analysierten Quarz-Kalzit- und Quarz-Biotit-Paare retrograd reequilibriert haben, so daß die isotopischen Temperaturen meist niedriger als die maximalen Metamorphosetemperaturen waren.

3. Die Temperatur während der Metamorphose war im nördlichen Teil des Untersuchungsgebietes am niedrigsten. Zum Süden hin kann aus den Δ (Quarz-Biotit)-Werten der analysierten Proben ein Ansteigen der Metamorphosetemperaturen abgeleitet werden.

Absolute Temperaturangaben lassen sich aus der in Abb. 2 dargestellten Abhängigkeit ermitteln. Die Maximaltemperatur der Metamorphose kann danach im Norden mit 440° C, im Süden mit rund 570° C angegeben werden.

Nach der von Taylor u. Coleman (1968) angegebenen Quarz-Granat-Kurve liegen die Metamorphosetemperaturen im Untersuchungsraum zwischen 450° und 620° C. Innerhalb des analytischen Fehlers bei der Δ (Quarz-Granat)-Bestimmung von $\leq \pm 0,4\%$ ($\cong \pm 30^\circ$ C) sind die aus den Systemen Quarz-Biotit und Quarz-Granat bestimmten Temperaturen konkordant. Die von Karl (1959) in die Epidot-Amphibolit-Fazies gestellten Metamorphite des Tauernhauptkammes erfuhren ihre letzte Rekristallisation bei etwa 600° C.

4. Eine Ausnahme hiervon macht die Probe 76. Die durch die Fraktionierung (Quarz-Biotit) repräsentierte Temperatur dieser Probe beträgt nämlich 670° C. Aus der Quarz-Magnetit-Kurve (Clayton *et al.*, 1972; Bertenrath *et al.*, 1972) ergibt sich eine Temperatur von 630° C. Die Sauerstoff-Isotopenfraktionierungen Δ (Quarz-Biotit) und Δ (Quarz-Magnetit) führen zu Temperaturen, die sich nur als magmatische Kristallisationstemperaturen erklären lassen. Hierfür sprechen auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Hornblenden (Taylor, 1968). Ein ähnliches Ergebnis ist für die Probe 77 zu erwarten.

Nur in diesen beiden Proben sind nach petrographischen Untersuchungen von Müller (1965) die magmatisch gebildeten Mineralbestände und Gefüge nahezu unversehrt erhalten. Außerdem ergeben die K/Ar-Daten der Hornblenden und Biotite der Proben 76 und 77 variskische Modellalter (Besang *et al.*, 1968). Diese Proben sind von der alpidischen Metamorphose weitgehend verschont geblieben. Es ist mit keiner wesentlichen metamorphen Rekristallisation zu rechnen. Deshalb wurden die Sauerstoff-Isotopen-Analysen der Feldspäte ebenfalls zur Temperaturbestimmung herangezogen. Aus der Fraktionierung Δ (Feldspat-Magnetit) von 6,4‰ (Probe 76) und 6,0‰ (Probe 77) ergeben sich nach der Plagioklas-Magnetit-Kurve (O'Neil u. Taylor, 1967; Bertenrath *et al.*, 1972) Temperaturen von 660 bis 700° C.

Die aus den Sauerstoff-Isotopenfraktionierungen zwischen Quarz-Biotit, Quarz-Magnetit und Feldspat-Magnetit ermittelten Temperaturen stimmen im Rahmen der Fehlergrenzen gut überein. Sie ergeben einen Mittelwert von 665° C für die

magmatische Bildungstemperatur des Gesteins, d.i. die Erreichung des geschlossenen Systems für die Sauerstoffisotope. Die Temperatur von 665° C entspricht nach Piwinski (1968) der Solidustemperatur eines Granodiorits bei 3 Kb Wasserdruck. Die letzte Gleichgewichtseinstellung der Sauerstoffisotope erfolgte also bei den Proben 76 und 77 während der Kristallisation des grano-quarzdioritischen Magmas dieser Gesteine.

5. Sowohl der Δ (Quarz-Biotit)-Wert als auch der Δ (Quarz-Granat)-Wert der Probe 83 läßt sich nicht in das angegebene Schema einordnen. Es liegt die Vermutung nahe, daß die Probe 83 bei tieferer Temperatur noch einmal reagiert hat. Anzeichen einer solchen retrograden Umwandlung sind mikroskopisch bei dieser Probe nicht nachzuweisen. Die endgültige Interpretation der $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Werte der Probe 83 muß vorerst offen bleiben, bis weiteres Datenmaterial eines noch engeren Probennetzes aus dem gesamten Tauerngebiet vorliegt.

Die Autoren danken Herrn Dr. P. Raase, Universität Kiel, für die freundliche Überlassung von Probenmaterial, den Herren Dr. P. Müller und Dipl.-Ing. A. Adamčič für die Mineralaufbereitung einiger Proben, Herrn Dipl.-Phys. H. Kreuzer (alle Bundesanstalt für Bodenforschung) für anregende Diskussionen.

Literatur

- Ackermann, D., Karl, F., Raase, P.: Granate mit Zusammensetzungen zwischen Almandin und Grossular aus den westlichen Hohen Tauern, Österreich. *Contr. Mineral. and Petrol.* **37**, 29—38 (1972).
- Bertenrath, R., Friedrichsen, H., Hellner, E. E.: Die Fraktionierung der Sauerstoffisotope ^{16}O und ^{18}O im System Magnetit/Wasser. *Fortschr. Mineral.* **50**, Beih. 3, 32—33 (1973).
- Besang, C., Harre, W., Karl, F., Kreuzer, H., Lenz, H., Müller, P., Wendt, I.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). *Geol. Jahrb.* **86**, 835—844 (1968).
- Clayton, R. N., Mayeda, T. K.: The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta* **27**, 43—52 (1963).
- Clayton, R. N., O'Neil, J. R., Mayeda, T. K.: Oxygen isotope exchange between quartz and water. *J. Geophys. Res.* **77**, 3057—3067 (1972).
- Garlick, G. D.: The stable isotopes of oxygen. In: *Handbook of geochemistry*, II-1, K. H. Wedepohl, Ed. Berlin-Heidelberg-New York: Springer 1969.
- Garlick, G. D., Epstein, S.: Oxygen isotope ratios in coexisting minerals of regionally metamorphosed rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta* **31**, 181—214 (1967).
- Gundlach, H., Karl, F., Müller, G.: Vergleichende geochemische Untersuchungen an ost- und südalpiner Graniten, Granodioriten und Tonaliten. *Contr. Mineral. and Petrol.* **16**, 285—299 (1967).
- Jäger, E., Karl, F., Schmidegg, O.: Rubidium-Strontium-Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). *Tschermaks Mineral. Petrogr. Mitt.* **13**, 251—272 (1969).
- Karl, F.: Eine Arbeitshypothese als Beitrag zum Zentralgneisproblem in den Hohen Tauern. *Anz. d. Österr. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl.* **1956**, 1—4 (1956).
- Karl, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalit-Graniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. *Jahrb. Geol. Bundesanstalt (Austria)* **102**, 1—192 (1959).
- Karl, F.: Bericht 1959 über Aufnahmen auf den Blättern Krimml 151/1, Wald 151/2 und Rötspitze 151/3. *Verhandl. Geol. Bundesanstalt*, A46—A47 (1960).
- Karl, F.: Zur Gliederung und Altersfrage der granitischen Gesteine in den Hohen Tauern (Ostalpen). Report of the Fifth Meeting of the Geologists of the F.P.R. of Yugoslavia, 71—78, Beograd 1962.

- Karl, F., Schmidegg, O.: Stoffbestand, Alter und Tektonik der zentralen Granite und der Schieferhüllgesteine im weiteren Bereich des Großvenedigers. *Mitt. Geol. Ges. Wien* **57**, 1—15 (1964).
- McKinney, C. R., McCrea, J. M., Epstein, S., Allen, H. A., Urey, H. C.: Improvements in mass spectrometers for the measurement of small differences in isotope abundance ratios. *Rev. Sci. Instr.* **21**, 724—730 (1950).
- Müller, G.: Akzessorische Zirkone aus Gesteinen der Venediger-Gruppe in den Hohen Tauern und ihre Bedeutung für die Fragen zur Genese dieser Gesteine. *Geol. Jahrb.* **83**, 497—516 (1965).
- Müller, G.: Die autometamorphe retrograde Umwandlung von Biotiten in Chlorite und Muskowite in sauren Tiefengesteinen. *Contr. Mineral. and Petrol.* **13**, 295—365 (1965).
- O'Neil, J. R., Taylor, H. P.: The oxygen isotope and cation exchange of feldspars. *Am. Mineralogist* **52**, 1414—1437 (1967).
- Piwinskii, A. J.: Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California. *J. Geol.* **76**, 548—570 (1968).
- Schwarz, H. P., Clayton, R. N., Mayeda, T.: Oxygen isotopic studies of calcareous and pelitic metamorphic rocks, New England. *Bull. Geol. Soc. Am.* **81**, 2299—2316 (1970).
- Taylor, H. P.: The oxygen isotope geochemistry of igneous rocks. *Contr. Mineral. and Petrol.* **19**, 1—71 (1968).
- Taylor, H. P., Coleman, R. G.: $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -ratios of coexisting minerals in glaucophane-bearing rocks. *Bull. Geol. Soc. Am.* **79**, 1727—1756 (1968).

Dr. Hans Friedrichsen
Mineralogisches Institut der Universität
D-3550 Marburg
Lahnberge
Bundesrepublik Deutschland

Dr. Wolfgang Stahl
Bundesanstalt für Bodenforschung
D-3000 Hannover-Buchholz
Alfred Bentz-Haus
Bundesrepublik Deutschland

Prof. Dr. Georg Müller
Mineralogisch-Petrographisches Institut
der Technischen Universität Clausthal
D-3392 Clausthal-Zellerfeld
Adolf Römer-Str. 2A
Bundesrepublik Deutschland