

Da die Gehalte an stark kompatiblen Elementen wie Cr, Ni oder Co gegenüber dem normalen Weinsberger Granit deutlich erhöht sind, während bei den meisten anderen Elementen in den Harker-Diagrammen kontinuierliche Übergänge zu konstatieren sind, gehen wir davon aus, daß es sich beim Quarzmonzodiorit am ehesten um eine Kummulatvariante des Weinsberger Granits handelt.

Daß sich der Weinsberger Granit i.w. durch Aufschmelzung tiefer kontinentaler Kruste gebildet hat, wurde von fast allen bisherigen Bearbeitern angenommen (vgl. z.B. schon FUCHS, 1962) und bedarf somit keiner besonderen Betonung. Im Gegensatz zu KOLLER & HÖCK (1993) bzw. KOLLER et al. (1994) halten wir es aber für ausgesprochen unwahrscheinlich, daß die Weinsberger Granitschmelze aus älteren granulitfaziellen Gesteinen extrahiert wurde, insofern als Granulite bekanntlich nur wenig fertile Ausgangsgesteine für Granitoide sind (CLEMENS & VIELZEUF, 1987). Vielmehr ist anzunehmen, daß sich die Weinsberger Granitschmelze gebildet hat, als eine relativ biotitreiche, quarzofeldspatische kontinentale Kruste (Metagrauwacken oder intermediäre Metamagmatite) durch spätvariszische Aufheizung (magmatisches Underplating) von der Amphibolitfazies in die Granulitfazies übergeführt wurde, wobei durch den weiträumigen Zusammenbruch des Biotits sowohl Wasser als auch Kalium für die Schmelze bereitgestellt wurden (FINGER & CLEMENS 1994). Durch Abfraktionierung von anatektischen und frühmagmatischen Orthopyroxenen und Plagioklasen konnten sich dann in der Folge die extrem kalibetonten intrusiven Schmelzen des Weinsberger Plutons entwickeln. Der Sarleinsbacher Quarzmonzodiorit stellt unserer Ansicht nach ein entsprechendes Kummulat innerhalb des Weinsberger Granitplutons dar, das im saureren Restmagma mittransportiert wurde und Zeugnis von diesen Fraktionierungsprozessen gibt.

- CLEMENS, J.D., VIELZEUF, D. (1987): *EPSL*, 86, 287 - 306.
FINGER, F., CLEMENS, J.D. (1994): *Contrib. Mineral. Petrol.* (in verb.)
FRASL, G., FINGER, F. (1988): *Exkursionsführer der Österr. Geol. Ges. Wien.*
FRASL, G., FINGER, F. (1991): *Europ. Jour. Mineral.*, 3, Beiheft 2, 23 - 40.
FUCHS, G. (1962): *Verh. Geol. B.-A.*, 96 - 117.
KOLLER, F. (1994): *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 139, 71 - 73.
KOLLER, F., HÖCK, V. (1993a): *Terra abstracts, Suppl. 1 Terra Nova*, 5, 428.
KOLLER, F., HÖCK, V. (1993b): *Europ. Jour. Mineral.*, 5, Beiheft 1, 262.
KOLLER, F., KLÖTZLI, HÖCK, V. (1994): *Jour. Czech Geol. Soc.*, 39/1, 55 - 56.
KOLLER, F., SCHARBERT, S., HÖCK, V. (1993): *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 138, 179 - 196.

DIE HELLGLIMMER IN ORTHOGNEISEN DER MORAVISCHEN ZONE

HÖCK, V.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, A-5020 Salzburg.

In der Moravischen Zone finden sich Hellglimmer führende Orthogneise in drei verschiedenen strukturellen Stockwerken:

- 1) im relativ schwach metamorphen Thaya Batholith (granitische bis granodioritische Orthogneise), der das tiefste Niveau bildet,
- 2) im Weitersfelder Stengelgneis und im Therasburger Gneis, die den Grenzhorizont zwischen dem ursprünglichen Dach des Thaya Batholiths, der Therasburger Formation und der tonig-kalkigen Pernegger Formation bilden,
- 3) treten schließlich im Bittescher Gneis zahlreiche Muskovite auf. Der Bittescher Gneis bildet das strukturell höchste Schichtglied innerhalb der Moravischen Zone.

Alle drei Gneiszüge lassen sich von der Südgrenze des Moravikums bis in das Thayatal und z. T. noch weiter nach Norden bis Znaim durchgehend verfolgen und werden dabei von der inversen und schräg zur Lithologie verlaufenden variszischen Metamorphose erfaßt (HÖCK et al., 1991; HÖCK, 1994). Die Metamorphose nimmt von der tiefsten Einheit, dem Thaya Batholith, bis zur höchsten Einheit, dem Bittescher Gneis, kontinuierlich zu. Die Temperaturzunahme ist zwar in den Orthogneisparagenesen nicht sehr gut belegbar, wohl aber in den unmittelbar benachbarten, ursprünglich tonigen bzw. grauwackigen, metamorphen Sedimenten der Therasburger und der Pernegger Formation. Die Temperaturen in den Orthogneisen sollten denen der unmittelbar benachbarten Metasedimente entsprechen.

Im Thaya Batholith lassen sich noch relativ grobkörnige Hellglimmer mit mehreren Zehntelmillimetern Größe erkennen. Diese Hellglimmer sind sehr inhomogen gebaut mit alten relikthischen Kernen, die sich durch einen relativ niedrigen Si-Gehalt und gleichzeitig hohen Al-Gehalt auszeichnen. Gegen den Rand hin nimmt sowohl der Si-Gehalt als auch die Mg und Fe-Konzentration deutlich zu. Entsprechend dem Phengit-Geobarometer (MASSONE & SCHREYER, 1987) zeigt der Kern eine alte Wachstumsphase, die nicht sehr stark druckbetont ist und der Rand eine zweiten Phase, die entsprechend höhere Drucke aufweist. Diese sollten bei einer geschätzten Temperatur von etwa 500 - 550° C im östlichen Abschnitt des Thaya Batholiths bei Retz zwischen 4,5 und 6 Kbar liegen.

Weiter im Westen im Bereich des Weitersfelder Stengelgneises und des Bittescher Gneises, finden sich ähnliche Elementverteilungen in den Muskoviten. Hier sollten die Temperaturen, die aus den benachbarten Metapeliten abgelesen werden können, bei rund 600° C liegen. Wiederum findet man in den großen Muskoviten relativ Si arme, Al reiche Kerne, die von Si und Mg reichen Rändern umwachsen werden. In der gleichen Weise wie im Thaya Batholith zeigt der Kern der großen Muskovite eine relativ niedrige Druckphase an, die Si reichen Ränder jedoch eine Hochdruckphase. Die Si reichen Ränder sind identisch mit kleineren Muskoviten, die zum Teil um die größeren Muskovite herum liegen, aber auch einzelne Lagen oder Linsen bilden. Die entsprechenden Drucke liegen unter Zugrundelegung der Temperatur von 600° C bei 6 bis 8 Kbar.

Die kleinen, Si reichen Muskovite (Hochdruckphase) werden ihrerseits wieder von Si armen Säumen, die ein Niedrigdruckereignis anzeigen, umwachsen. Diese dritte Phase korreliert vermutlich mit der retrograden Chlorit- und Muskovitbildung in den Metapeliten und Metapsammiten, die besonders in der Therasburger Formation

weit verbreitet ist. Die Temperaturen der retrograden, jungmoravischen Metamorphose ist schwer abzuschätzen, dürfte aber zwischen 350 und 400°C liegen. Überträgt man diese auf die Gneise, folgen daraus Drucke von etwa 3 kbar für die Bildung dieser jüngsten Metamorphosephase. Im Süden des Moravikums schließlich lassen sich nur zwei verschiedene Phasen erkennen, die auch nicht so deutlich voneinander getrennt sind. Die erste entspricht der Hochdruckphase, die entsprechend den niederen Temperaturen im Süden des Moravikums auch insgesamt bei niedrigen Drucken, nämlich 4 bis max. 6 Kbar abläuft. Die jüngeren, weniger druckbetonten Muskovite sind wiederum der jungmoravischen Phase zuzuordnen.

Insgesamt läßt sich mit Hilfe der Hellglimmer für die Orthogneise eine dreiphasiges Geschehen ableiten. Das erste Ereignis findet bei relativ niedrigen Drucken (3 bis max. 5 Kbar) statt und dürfte im Falle des Thaya Batholiths der Bildung der Muskovite im Zuge der Intrusion entsprechen. Dies wird durch jüngst publizierte $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altersdaten an Muskoviten aus dem Thaya Batholith belegt (FRITZ et al., 1994). Diese zeigten nämlich, entgegen den weiter im Westen entnommenen Proben mit amphibolitfazieller variszischer Metamorphose, kein eindeutiges variszisches Alter an, sondern ein Mischalter, in dem noch Elemente der cadomischen Intrusion des Thaya Batholiths erkennbar sind.

Die relativ großen Glimmer im Weitersfelder Stengelgneis und im Bittescher Gneis sind nicht so einfach zu interpretieren, denn die $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter zeigen ausschließlich ein variszisches metamorphes Ereignis an (DALLMEYER et al, 1992). Diese Glimmer könnten dann in einem Frühstadium der Metamorphose, das noch relativ unter niedrigen Drucken stattfand, gebildet worden sein. Alternativ können sie noch als magmatische Glimmer interpretiert werden, allerdings würde in diesem Falle keine Spur des alten $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alters mehr erkennbar sein. Die Si reichen Ränder bzw. die Si reichen kleinen Einzelglimmer entsprechen dem regionalmetamorphen Ereignis, das bei relativ hohen Drucken abgelaufen sein sollte, nämlich bei 6 bis 8 Kbar im Westen und 4 bis 5 bzw. 5 bis 6 Kbar im Süden und Osten. Schließlich ist noch die retrograde Niedrigtemperaturphase, die vermutlich im Zuge der Exhumierung und Abkühlung des Moravikums stattfand, in der dritten, wiederum niedrigdruckbetonten Generation der Muskovite erhalten.

DALLMEYER, R.D. et al. (1992): *Tectonophysics*, 210, 135 - 153.

FRITZ, H. et al. (1994): *J Czech Geol. Soc.*, 39/1, 33 - 34.

HÖCK, V. (1994): In: DALLMEYER & FRANKE (Eds): *Tectonostratigraphic evolution*. - im Druck.

HÖCK, V. et al. (1991): *Österr. Beitr. Met. Geophys.*, 3, 149 - 167.

MASSONE, H.J., SCHREYER, W. (1987): *Contr. Mineral. Petrol.*, 96, 212 - 224.