

Metamorphoseentwicklung und Deckenbau des Moldanubikums mit Fokus auf den Raum Melk – Dunkelsteinerwald

M. LINNER

Ein Blick auf die Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) zeigt den geologischen Bau des südöstlichen Teiles der Böhmisches Masse. Dieser stellt mit den beiden großtektonischen Einheiten Moldanubikum und Moravikum einen Ausschnitt aus dem östlichen, internen Teil des Variszischen Orogens dar. Das Moldanubikum ist, wie schon früh von SUESS (1912) erkannt, im östlichen Waldviertel teilweise auf das Moravikum überschoben. Dabei entwickelte sich auch innerhalb des Moravikums ein Deckenbau und im Moldanubikum wurde ein bereits vorhandener interner Deckenbau überprägt (FUCHS, 1976). Dieser ist eindrucksvoll markiert durch tektonisch hangende Granulitkörper beachtlichen Ausmaßes sowie großräumige SW-NE streichende Orthogneise, wie dem Gföhler Gneis und Dobra Gneis. Von liegend gegen hangend sind drei Deckensysteme zu unterscheiden, die, benannt nach typischen Lokalitäten im Waldviertel, als Ostrong-, Drosendorf- und Gföhl-Deckensystem bezeichnet werden.

Die drei Deckensysteme weisen jeweils eine spezifische Assoziation von Gesteinen auf. In diesem Beitrag werden charakteristische Gesteine aus dem Raum Melk – Dunkelsteinerwald dargestellt und ihre Bedeutung für die metamorphe und tektonische Entwicklung des Moldanubikums diskutiert.

Moldanubischer Granulit und Gföhler Gneis – Kennzeichnende Gesteine des Gföhl-Deckensystems

Granulit und Gföhler Gneis formen im Dunkelsteinerwald und in der Wachau sehr weit reichende Gesteinskörper. Deren kennzeichnende Lithologien sind als lithodemische Einheiten mit den Bezeichnungen Moldanubischer Granulit und Gföhler Gneis zusammenzufassen. Der Granulitkörper des Dunkelsteinerwaldes grenzt entlang der SW-NE streichenden Diendorfer Störung an einen noch größeren Orthogneiszug aus Gföhler Gneis. Dieser streicht von Pöchlarn über die Wachau bis Gföhl und Horn. Die Diendorfer Störung ist an den jeweils auf der anderen Störungsseite liegenden Vorkommen von Granulit und Gföhler Gneis, dem Granulitkörper zwischen Pöchlarn und Wieselburg beziehungsweise dem Gföhler Gneis nordöstlich von Langenlois, als linksseitige Seitenverschiebung zu erkennen. Der Versatz beträgt in Summe etwa 25 km.

Weit verbreitet und typisch für die Moldanubischen Granulite sind sehr helle, feinkörnige, oft weiß-grauviolett gebänderte Gesteine (Abb. 1) mit zumeist mylonitischer Deformation. Nicht selten ist eine Rekristallisation dieses Gefüges bereits makroskopisch erkennbar und auch post-deformative Migmatisierung ist zu beobachten. Diese bereits von BECKE (1882) im Detail

beschriebene, außergewöhnliche Lithologie zeichnet sich durch ihren hohen Gehalt an Feldspat und Quarz, nur sehr wenig Biotit und eine spezifische Mineralparagenese aus. Dabei belegen Granat, Kyanit und ternärer Feldspat (Abb. 2a) den Höhepunkt der Metamorphose und die Bildung von Sillimanit eine Rekristallisation bei noch hoher Temperatur, aber geringerem Druck (Abb. 2b). Untergeordnet, bevorzugt im Randbereich der Granulitkörper, treten dunkelgraue, meist massige Granulite auf (MATURA, 1984). Diese auch als Pyroxen-Granulite bezeichneten Gesteine zeichnen sich durch Paragenesen mit Granat, Ortho- oder Klinopyroxen aus und führen zusätzlich Plagioklas und teilweise auch Kalifeldspat. Aufgrund ihres verstreuten Auftretens innerhalb der Granulitkörper werden die Pyroxen-Granulite als integraler Teil der Moldanubischen Granulite aufgefasst.



Abb. 1: Feinkörniger Moldanubischer Granulit mit weiß-grauvioletter Bänderung und rotem Granat. Die feine Bänderung ist durch wechselnden Biotitgehalt und mylonitische Deformation verursacht (Probe ML13-37-2, Bildbreite 15 cm; Steinbruch der Firma Marchart, Karlstetten).

Der Gföhler Gneis setzt sich aus sauren, relativ einförmigen migmatischen Orthogneisen zusammen. Zumeist feinkörnig, führen diese Gesteine neben überwiegend Alkalifeldspat auch Plagioklas, dazu kommt etwas Biotit, Granat und Sillimanit und selten auch Kyanit. Zwischen Pöchlarn und Emmersdorf treten im Gföhler Gneis verbreitet Linsen und Lagen aus Granulit auf. Diese sind hier räumlich eng verknüpft und auch lithologisch relativ ähnlich (MATURA, 1984). Dies lässt, zumindest für diesen Bereich, eine partielle Entstehung des Gföhler Gneises

durch Hydratisierung und Migmatisierung von Moldanubischem Granulit erkennen (COOKE & O'BRIEN, 2001).

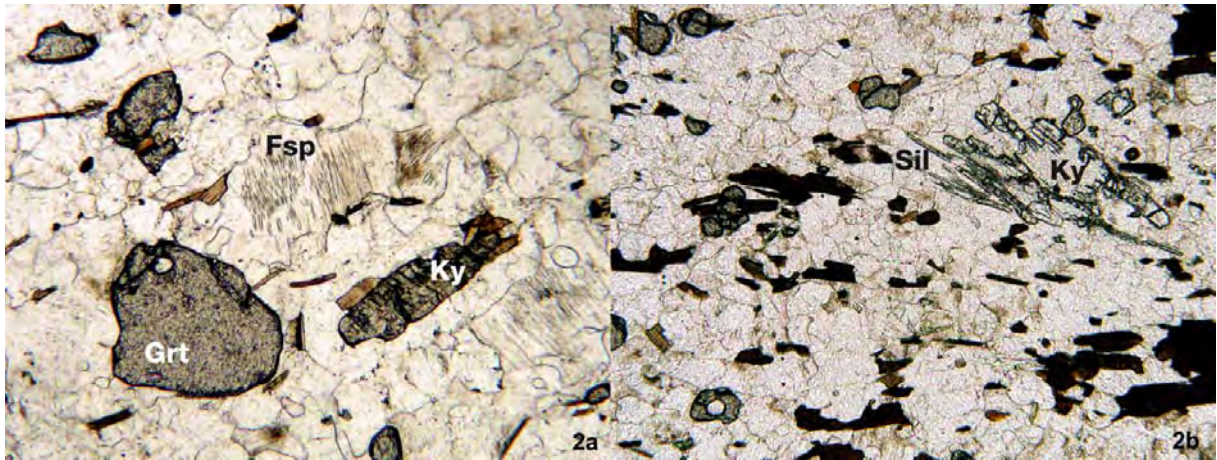


Abb. 2a (links): Moldanubischer Granulit: Granat [Grt], Kyanit [Ky] und ternärer Feldspat [Fsp] repräsentieren die Hochtemperatur-Hochdruck-Paragenese. Zu beachten sind die mesoperthitische Entmischung der Feldspate und der geringe Biotitgehalt (Probe ML12-37-4A, Bildbreite 2,5 mm; Steinbruch der Firma Marchart, Karlstetten).

Abb. 2b (rechts): Rekristallisierter Moldanubischer Granulit: Während der hochtemperierten Dekompression wächst stängeliger Sillimanit [Sil] um Kyanit [Ky]. Granat, Biotit und Feldspat sind feinkörnig rekristallisiert (Probe ML12-37-1, Bildbreite 3,75 mm; Steinbruch der Firma Marchart, Karlstetten).

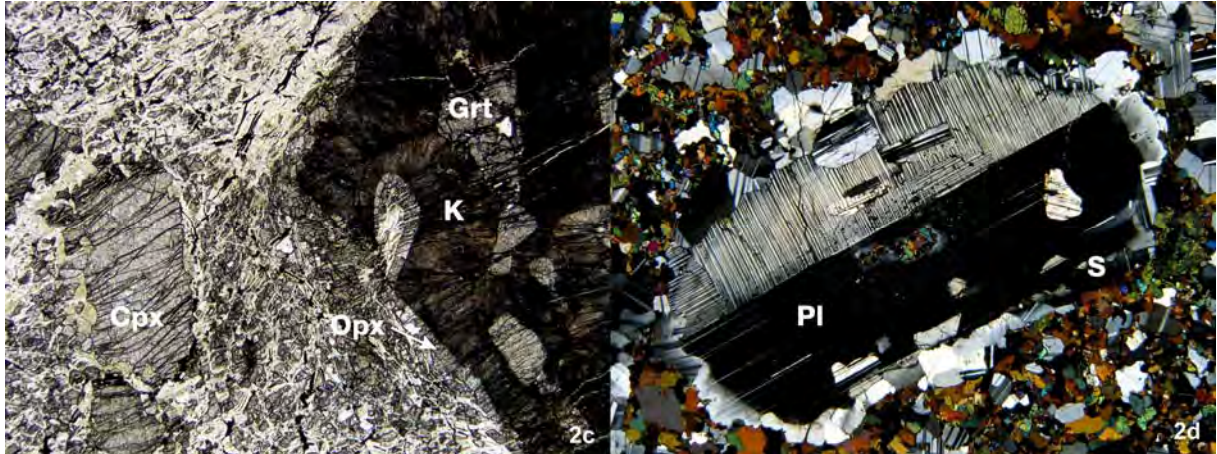


Abb. 2c (links): Serpentinisierter Peridotit: Granat [Grt] mit Kelyphit [K] aus Ortho- und Klinopyroxen sowie einer Korona aus Orthopyroxen [Opx]. Während auch Klinopyroxen-Einsprenglinge [Cpx] gut erhalten sein können, ist die feinkörnige Matrix aus Olivin und Orthopyroxen weitgehend in Serpentin umgewandelt (Probe ML12-37-5B, Bildbreite 7,5 mm; Steinbruch der Firma Marchart, Karlstetten).

Abb. 2d (rechts): Pyroxen-Amphibolit mit magmatischem Plagioklas-Relikt: Ein porphyrischer Plagioklas-Einsprengling [Pl] mit metamorph rekristallisiertem Saum [S] aus feinkörnigem Plagioklas. Die Matrix setzt sich aus Klinopyroxen, Amphibol und Plagioklas zusammen (Probe ML12-37-7, Bildbreite 11,7 mm, gekreuzte Polarisatoren; Woll sackfelsen südwestlich vom Gipfel Dunkelstein).

Serpentinisierte Peridotite treten als typische Begleiter von Moldanubischem Granulit oder Gföhler Gneis auf, und sind als linsenförmige Körper bevorzugt in den Randbereichen eingeschuppt. Es handelt sich um Granat-Lherzolite sowie Granat und Spinell führende Harzburgite (BECKER, 1996). Olivin und Orthopyroxen sind meist weitgehend in Serpentin umgewandelt und Granat in Kelyphit mit einer Korona aus Orthopyroxen (Abb. 2c). Vergleichsweise gut erhalten haben sich Klinopyroxen und Spinell.

Spezifisch sind auch die Amphibolite, welche die Granulitkörper umsäumen. Im südwestlichen Dunkelsteinerwald sind dies dunkle Pyroxen-Amphibolite, vielfach mit magmatischen Relikten von Plagioklas (Abb. 2d) und Klinopyroxen. Im Unterschied dazu sind die Amphibolite um den Gföhler Gneis stark migmatisch, führen Granat, Klinopyroxen sowie Biotit und wechsellagern mit Paragneisen.

Paragneis, Orthogneis und Amphibolit – Charakteristika der Begleitgesteine im Gföhl-Deckensystem

Paragneise bilden neben Granulit und Gföhler Gneis die Hauptmasse der Gesteine im Gföhl-Deckensystem. Typisch für diese durch die Inhomogenität des Ausgangsmaterials begründete variable Gesteinsart sind eine deutliche metamorphe Differenzierung und eine örtlich akzentuierte Migmatisierung. Dadurch bedingt sind die Paragneise oft gebändert (Abb. 3). Bezogen auf den Mineralbestand überwiegen einförmige Biotit-Paragneise. Kalifeldspat ist vor allem in den migmatischen Paragneisen präsent, die bisweilen auch reichlich Granat und Sillimanit führen (Abb. 4a). Außergewöhnlich sind sehr stark aufgeschmolzene Migmatite in Paragneisen westlich von Hohenegg. Der helle Schmelzanteil (Leukosom) des Migmatites ist durch Alkalifeldspat dominiert und die nicht aufgeschmolzenen Lagen und Schollen sind Kalksilikatgesteine mit Diopsid, Aktinolith und Calcit (Abb. 4b). Überdies sind im Gebiet Hafnerbach – Hohenegg – Dunkelstein mächtigere Einlagerungen von Kalksilikatgesteinen und eine stärkere Migmatisierung bedeutsam (MATURA, 1984). Die zäh-harten Kalksilikatgesteine sind lithologisch vielfältig und mineralogisch im Wesentlichen durch Granat, Diopsid, Plagioklas und Aktinolith beherrscht.

Die sauren Orthogneise, die zusätzlich zum Gföhler Gneis vorkommen, lassen sich bislang nur aufgrund ihrer lithologischen Besonderheiten unterscheiden. Ein größerer Orthogneiskörper ist am östlichen Fuß vom Hiesberg, im Gebiet um die Schallaburg, aufgeschlossen. Dieser Orthogneis zeigt bei granitischer Zusammensetzung ein deutlich migmatisches Gefüge und zeichnet sich durch zahlreiche Amphibolitlagen bzw. -schollen aus (MATURA, 1984). Deutlich verschieden zeigen sich zwei Orthogneiszüge im Dunkelsteinerwald (nordöstlich von Hengstberg und Eckartsberg). Es handelt sich um homogen-massigen Biotit-Orthogneis, der mit bis zu 80 Vol.-% Alkalifeldspat als Quarzsyenitgneis zu klassifizieren ist. Damit ist er lithologisch mit dem Wolfshofer Syenitgneis zu parallelisieren, der im östlichen Waldviertel im Liegenden der Granulit-Decke von St. Leonhard eingeschaltet ist (FUCHS & MATURA, 1976). Ein weiterer, sehr kleiner und lithologisch eigenständiger Orthogneiskörper ist im Pielach-Einschnitt bei

Haunoldstein, nördlich Pielachhäuser aufgeschlossen. Neben Biotit ist bei diesem hellen Granitgneis Granat auffällig. Feinkörnig und quarzbetont erscheint er insgesamt aplitisch und überdies sind auch grobkörnige Pegmatitgneislagen eingeschaltet.



Abb. 3: Migmatischer Paragneis mit hellen aufgeschmolzenen Lagen (Leukosom). Diese sind grobkörniger und feldspatreicher als die feinkörnigen grauen Paragneislagen (Bildbreite 30 cm; Felsrippe westlich der Ruine Hohenegg).

Variabel zeigen sich auch die Amphibolite. Verbreitet treten sie als geringmächtige Lagen, und nordöstlich von Loosdorf auch in mächtigeren Zügen in den Paragneisen auf. Diese gewöhnlichen Amphibolite sind texturell vielfältig und können etwas Granat enthalten. Amphibolite mit grobkörnigem Plagioklas treten mit dem Orthogneiskörper bei der Schallaburg auf. Dieser Typ wurde auch als „Fleckamphibolit“ bezeichnet. Die Plagioklase stellen Relikte von Einsprenglingen ehemaliger basaltischer Gänge dar (SCHARBERT, 1959). Ebenfalls durch magmatische Mineralrelikte gekennzeichnet ist ein grobkörniger Quarzdioritgneis im Pielach-Einschnitt östlich Melk. Neben reichlich prämetamorphem Plagioklas ist in diesem intermedialen Gneis auch Alkalifeldspat erhalten.

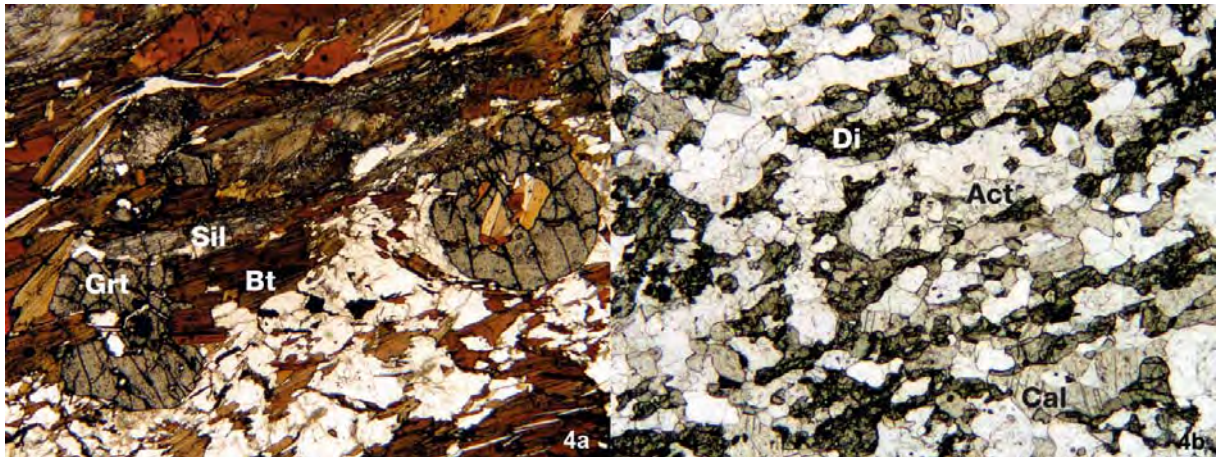


Abb. 4a (links): Granat-Sillimanit-Paragneis: Die Reaktionstextur zeigt eine Granat-Abbaureaktion. Granat [Grt] wurde in Folge der hochtemperierten Dekompression zu Sillimanit [Sil] und Biotit [Bt] umgewandelt (Probe ML12-55-9B, Bildbreite 7,8 mm; Pielachtal südöstlich der Osterburg).

Abb. 4b (rechts): Kalksilikatgestein: Die nicht geschmolzenen Lagen eines Migmatits bestehen aus Diopsid [Di], Aktinolith [Act], Calcit [Cal] und Quarz (Probe ML12-55-3, Bildbreite 5,9 mm; Felsrippe westlich der Ruine Hohenegg).

Marmor und Grafitschiefer – Typische Gesteine des Drosendorf-Deckensystems

Im südwestlichen Dunkelsteinerwald erstreckt sich zwischen Korning und Nölling ein mächtiger Marmorzug, durchzogen und begleitet von Grafitschiefer. Die körnigen Calcit-Marmore führen häufig schuppigen Grafit sowie geringe silikatische Anteile in Form von Plagioklas, Diopsid, Aktinolith, Hellglimmer oder Forsterit. Bedeutende Vorkommen von Grafitschiefer sind im Rücken südlich von Hengstberg eingelagert, wo sie in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts bergmännisch abgebaut wurden (HOLZER, 1964). Größere Vorkommen von Marmor und Grafitschiefer werden als typische Vertreter der „Bunten Serie“ gesehen (FUCHS & MATURA, 1976). Diese „Bunte Serie“ ist ein im Moldanubikum sehr verbreiteter Gesteinskomplex, welcher zugleich den lithologischen Inhalt des Drosendorf-Deckensystems verkörpert (Drosendorfer Einheit, FUCHS & SCHARBERT, 1979; Variegated [Drosendorf] Unit, CHÁB et al., 2010). Insofern indiziert dieser Marmorzug, zusammen mit den weiteren Marmorvorkommen im Dunkelsteinerwald, bei Dürnberg und östlich Schönbühel, einen Teil des Drosendorf-Deckensystems südöstlich der Diendorfer Störung.

Paragneise mit Cordierit – Hinweise auf das Ostrong-Deckensystem?

Cordierit-Paragneise sind im Pielachtal nördlich von Loosdorf und am Südostrand vom Hiesberg bei Hohenreith und Grillenreith aufgeschlossen (MATURA, 1984). Mit der Paragenese Cordierit, Sillimanit, Biotit und Alkalifeldspat (Abb. 4c) sowie der Abwesenheit von Granat stimmen diese Gesteinsvorkommen mit den charakteristischen Cordierit-Paragneisen der „Monotonen Serie“ (FUCHS & MATURA, 1976) vollkommen überein. Diese stellen die maßgebliche

Lithologie im Ostrong-Deckensystem (Ostrong-Einheit, FUCHS & SCHARBERT, 1979; Monotonous [Ostrong] Unit, CHÁB et al., 2010) dar. Somit geben diese Vorkommen einen lithologischen Hinweis auf Teile des Ostrong-Deckensystems auch südöstlich der Diendorfer Störung.

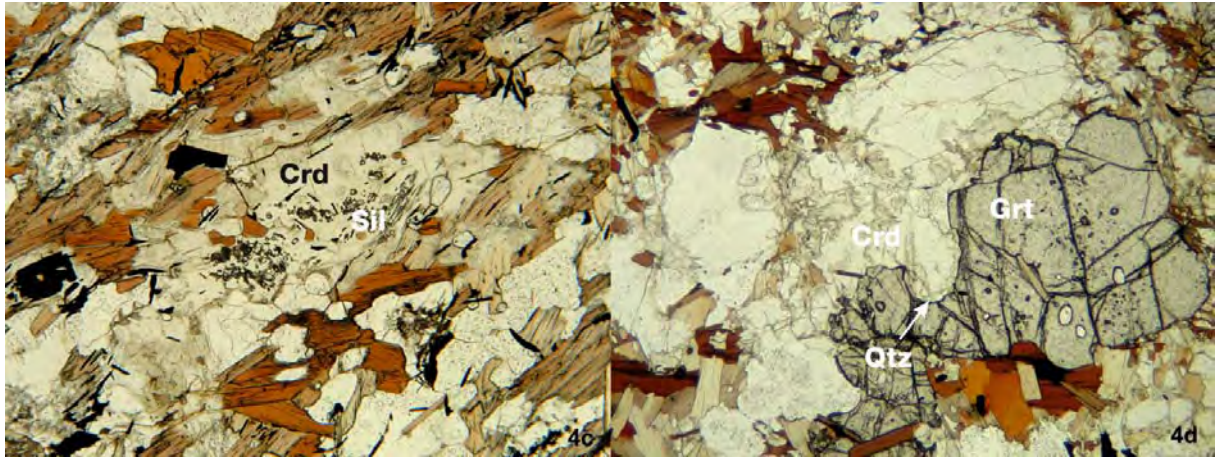


Abb. 4c (links): Cordierit-Paragneis: Die Bildung von Cordierit ist durch eine Reaktionstextur belegt. Cordierit [Crd], mit im Kernbereich eingeschlossenen Sillimanit-Nadeln [Sil], ist von Biotit [Bt] umgeben (Probe MA-6-75, Bildbreite 5 mm; Grillenreith südwestlich von Steinparz).

Abb. 4d (rechts): Granat-Cordierit-Paragneis: Granat [Grt] wurde bei hoher Temperatur und niedrigem Druck zu Cordierit [Crd] abgebaut. Die Reaktion ist durch einen schmalen Saum aus Quarz [Qtz] unmittelbaren am Kontakt angezeigt (Probe MA-30-74, Bildbreite 5 mm; Pielachtal nördlich von Loosdorf).

Aber auch in den Paragneisen des Gföhl-Deckensystems tritt Cordierit auf, sowohl im Pielachtal nördlich von Loosdorf wie auch am Hiesberg. Die Paragenesen sind jedoch verschieden, zusätzlich zu Cordierit findet sich Granat, und Sillimanit ist abwesend. Eine Reaktionstextur indiziert den Abbau von Granat zu Cordierit (Abb. 4d). Dieser Granatabbau zu Cordierit ist für Gesteine des Gföhl-Deckensystems außergewöhnlich und belegt eine hochtemperierte Überprägung bei vergleichsweise niedrigem Druck. Insofern könnte es sich bei den Cordierit-Paragneisen ohne Granat auch um Gesteine des Gföhl-Deckensystems handeln, welche eine stärkere Überprägung bei niedrigem Druck erfahren haben.

Ordovizische Granite als Ausgangsgesteine von Granulit und Gföhler Gneis

Granulite und Pyroxen-Granulite zeigen mit ihrer granitischen bis granodioritischen Zusammensetzung (VELLMER, 1992; JANOŮŠEK et al., 2004) eine kalkalkalische magmatische Suite an. Seit Beginn der Untersuchungen wird deren Bildung verschieden interpretiert, entweder als intrusiven (e.g. SUESS, 1904) oder als vulkanischen Ursprungs (e.g. SCHARBERT, 1963). Für vulkanische Ausgangsgesteine wurden Argumente wie die Wechsellagerung mit Paragesteinen oder die Feinkörnigkeit der Granulite angeführt. Wegen der sehr hohen Metamorphose und der generell intensiven Deformation sind diese Begründungen nicht überprüfbar. Die auf diese Frage bezogenen detaillierten geochemischen Analysen weisen auf Plutonite und damit hauptsächlich Granite als Edukt der Granulite (VELLMER, 1992). Weniger

klar erscheint die Genese dieser Granite, wobei einerseits der schwach peraluminische Charakter auf fraktionierte I-Typ Granite schließen lässt (JANOŮŠEK et al., 2004), und andererseits die relativ hohen Sr-Initialwerte (KLÖTZLI et al., 1999) auf Aufarbeitung älteren Krustenmaterials verweisen. Die lithologische Ähnlichkeit zwischen Granulit und Gföhler Gneis fußt primär auf der gut übereinstimmenden geochemischen Zusammensetzung (VELLMER, 1992) und damit ähnliche granitische Ausgangsgesteine belegt.

Erste Rb-Sr-Datierungen an Gesamtgesteinsproben lieferten Hinweise auf ein früh-ordovizisches Ereignis in Granulit und Gföhler Gneis (ARNOLD & SCHARBERT, 1973; SCHARBERT, 1977), das als metamorphe Prägung dieser Gesteine interpretiert wurde. Weitere Rb-Sr-Analysen wiesen in stark deformierten Bereichen des Gföhler Gneises auf ein karbonisches Ereignis und bestätigten für die Gesamtgesteine ein ordovizisches Ereignis (FRANK et al., 1990). Demzufolge wurde das ordovizische Ereignis als magmatische Bildung der Gesteine und das karbonische Ereignis als metamorphe Prägung interpretiert (KLÖTZLI et al., 1999). Diese Zuordnung erfolgte unter dem Eindruck einer zunehmenden Dichte an Altersdaten zur Metamorphose der Granulitkörper im Moldanubikum (VAN BREEMEN et al., 1982; CARSWELL & JAMTVEIT, 1990; WENDT et al., 1994). Die signifikante Metamorphoseprägung wurde dadurch als klar variszisch verstanden.

Prämetamorphe Zirkonkerne mit magmatischer Zonierung sind im Granulit und im Gföhler Gneis sehr verbreitet. Mit der Möglichkeit der Datierung dieser Kerne durch in-situ U-Pb-Methoden wurden ordovizische Alter für die Bildung der granitischen Ausgangsgesteine bestätigt. Für die Granulite liegen die Alter vornehmlich zwischen 430 und 460 Ma und für den Gföhler Gneis zwischen 460 und 500 Ma (FRIEDL et al., 2004, 2011). Dabei sind die höheren magmatischen Alter beim Gföhler Gneis möglicherweise durch ererbtes Zirkonmaterial bedingt, das nicht vollständig equilibriert wurde.

Unterschiedliche Metamorphosepfade der moldanubischen Deckensysteme

Die Gesteine der moldanubischen Deckensysteme weisen generell eine hochtemperierte Metamorphose auf. Die Unterschiede liegen auf den ersten Blick in den maximalen Metamorphosebedingungen, wobei für die Mineralparagenesen vor allem der Druck kennzeichnend ist. Das Gföhl-Deckensystem zeigt die am stärksten druck- und temperaturbetonte Metamorphoseentwicklung. Für die Moldanubischen Granulite von Dunkelsteinerwald und St. Leonhard wurden für den Höhepunkt der Metamorphose Hochdruck (HP)- und Hochtemperatur (HT)-Bedingungen von 1,6 GPa und 1.000° C rekonstruiert (CARSWELL & O'BRIEN, 1993; COOKE, 2000). Und trotz dieser sehr hohen maximalen Temperatur können in Granulit, wenn auch sehr selten, kalziumreichere Granatkerne mit prograder Metamorphosezonierung erhalten sein (BECKER, 1997; COOKE et al., 2000). Auch für einen in den Gföhler Gneis eingeschalteten Pyroxen-Granulit wurden vergleichbare extreme Bedingungen bestimmt (COOKE & O'BRIEN, 2001).

Die übrigen Gesteine des Gföhl-Deckensystems zeigen maximal Mitteldruck (MP)- und HT-Bedingungen von 0,8-1,1 GPa und 700-800° C, gefolgt von isothermaler Dekompression (PETRAKAKIS, 1997), die zur verbreiteten Migmatisierung von Gföhler Gneis und großer Teile der Paragneise und Amphibolite führte. Vergleichbare granulitfazielle Bedingungen herrschten auch während der post-deformativen Rekristallisation der Granulite nach deren Dekompression (P 0,65 GPa; T 725° C, CARSWELL & O'BRIEN, 1993). Damit weisen die HP-HT-Granulite einen konvergierenden Metamorphosepfad mit dem Gföhler Gneis und den übrigen Gesteinen im Gföhl-Deckensystem auf. Darüber hinaus belegt in den Paragneisen südöstlich der Diendorfer Störung der für Gesteine des Gföhl-Deckensystems ungewöhnliche Abbau von Granat zu Cordierit eine hochtemperierte Rekristallisation bei noch geringerem Druck.

Die Paragneise im südlichen Teil des Drosendorf-Deckensystems südwestlich vom Weitental zeigen maximale Metamorphosebedingungen von 720-770° C bei 0,7-0,9 GPa (PETRAKAKIS, 1986), die nur im Druck etwas niedriger sind als die maximalen Bedingungen der Paragneise des Gföhl-Deckensystems. Deutlich anders ist die Metamorphoseentwicklung der migmatischen Paragneise des Ostrong-Deckensystems. Diese enthalten im Raum Weitental bis Ostrong reichlich Cordierit und führen keinen Granat, auch nicht als Relikt. Diese Bildung von Cordierit unter Abwesenheit von Granat lässt die maximalen Bedingungen auf 690 bis 750° C bei 0,4 bis 0,6 GPa eingrenzen und seltene Kyanit-Staurolith-Relikte weisen auf einen amphibolitfaziellen prograden Metamorphosepfad (LINNER, 1996). Zusätzlich zeigen granulitfaziell überprägte Eklogite ein Hochdruck-Mitteltemperatur-Ereignis für Teile des Ostrong-Deckensystems an (O'BRIEN, 1997).

Bei genauerer Betrachtung lassen die Metamorphosepfade der Deckensysteme jeweils spezifische Entwicklungen erkennen. Die Moldanubischen Granulite des Gföhl-Deckensystems zeichnen sich, wie der Großteil der Granulite der Böhmisches Masse (KOTKOVÁ, 2007), durch HP-HT-Metamorphose, isothermale Dekompression und intensive Rekristallisation aus. Für das weitgehende Fehlen von prograden Mineralrelikten bzw. Granatzonierungen wird meist die sehr hohe Temperatur am Höhepunkt der Metamorphose verantwortlich gemacht (PETRAKAKIS, 1997; COOKE et al., 2000). Als Rahmenbedingung für die Art des prograden Pfades ist auch die generelle Abwesenheit von eklogitfaziellen Hochdruckgesteinen im Gföhl-Deckensystem zu sehen. Insofern könnte auch eine Bildung der Granulite aus ordovizischen Plutonen der unteren Kruste für einen nur rudimentär entwickelten prograden Pfad verantwortlich sein.

Große Teile des Gföhl-Deckensystems außerhalb der Granulitkörper und das Drosendorf-Deckensystem haben eine granulitfazielle Prägung bei mittlerem Druck erfahren. Die Gesteine zeigen ähnliche Pfade wie die Granulite, wenige Relikte der prograden Entwicklung und isothermale Dekompression sowie Rekristallisation verbunden mit Migmatisierung. Daraus lässt sich ein konvergierender Verlauf der Metamorphosepfade von Gföhl- und Drosendorf-Deckensystem ableiten (PETRAKAKIS, 1997). Im Unterschied dazu ist für das Ostrong-Deckensystem, das prograde Pfade durch die Amphibolit- beziehungsweise Eklogitfazies aufweist, eine Subduktion von Gesteinen aus der oberen Kruste anzunehmen. Für die anschließende Niederdruck-Prägung mit Migmatisierung ist unterschiedliche Dekompression angezeigt.

Aspekte des variszischen Deckenbaues im südöstlichen Moldanubikum

Die tektonische Lagerung des Gföhler Gneises und des Granulitkörpers von St. Leonhard waren der Ausgangspunkt für die Interpretation eines Deckenbaues im südöstlichen Moldanubikum (SUESS, 1918; KOBER, 1938). Seit der detaillierten Aufnahme der Lagerungsverhältnisse in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts werden diese Gesteine übereinstimmend als Teil der tektonisch hangendsten Einheiten beziehungsweise als Decken interpretiert (FUCHS, 1976; MATURA, 1976; THIELE, 1976; TOLLMANN, 1982; FRITZ & NEUBAUER, 1993). Dazu kommen viele Daten zur Metamorphose der Moldanubischen Granulite und Teilen des Gföhler Gneises, die einer Prägung an der Basis einer stark verdickten kontinentalen Kruste entsprechen. Passend dazu treten mit diesen Gesteinen auch Schuppen aus serpentinisierten Peridotiten auf.

Teile des Gföhl-Deckensystems und das Drosendorf-Deckensystem weisen geringere maximale Metamorphosebedingungen als die Granulite auf. Zugleich konvergieren die unterschiedlichen Metamorphosepfade dieser Decken mit dem Dekompressionspfad der Granulit-Decken. Die Deckengrenzen entwickelten sich also während der Exhumierung der Decken als mächtige duktile Scherzonen und sind kaum als diskrete Scherbahnen zu lokalisieren. Daher wurde vielfach die Lithologie zur Abgrenzung der Deckensysteme herangezogen, die in weiten Bereichen auch die unterschiedlichen Metamorphosepfade widerspiegelt.

Der Wolfshofer Syenitgneis, eine syntektonische Intrusion im Liegenden der Granulit-Decke von St. Leonhard, ist hingegen ein guter Marker für eine Deckengrenze (FUCHS & MATURA, 1976, FRANK et al., 1990). Entsprechend kann der mit diesem Orthogneis korrelierende Quarzsyenitgneis im südwestlichen Dunkelsteinerwald (MATURA, 1984) als syntektonische Intrusion interpretiert werden. Dort zeigt dieses Gestein die tektonische Grenze zwischen der Granulit-Decke des Dunkelsteinerwaldes (als Teil des Gföhl-Deckensystems) und dem in diesem Gebiet durch Marmor und Grafit gekennzeichnete Drosendorf-Deckensystem an. An der Basis des südwestlich überlagernden Gföhl-Deckensystems ist kein Syenitgneis aufgeschlossen. Dadurch ist die Verortung dieser tektonischen Grenze nur aufgrund der Lithologie möglich und liegt entsprechend unsicher innerhalb von Paragneisen (SCHNABEL et al., 2012).

Das Ostrong-Deckensystem weist als liegendste lithotektonische Einheit abweichende Metamorphosepfade auf. Die tektonischen Grenzen zu den überschobenen Deckensystemen sind gut definiert. Eine diskrete Scherzone mit Mylonit kennzeichnet an der Basis des Dobra-Gneises die Grenze zum überlagernden Drosendorf-Deckensystem (FUCHS & SCHARBERT, 1979). Im Yspertal wiederum markieren eine mächtige Scherzone mit Schuppen aus Moldanubischem Granulit und Peridotit sowie eine syntektonische Intrusion aus Rastenberger Granodiorit die tektonischen Grenzen zum Gföhl-Deckensystem (FUCHS, 2005). Im Hinblick auf tektonische Grenzen erscheinen die kleinen Vorkommen von Cordierit-Paragneisen südlich von Melk (MATURA, 1984) bislang enigmatisch. Einerseits fanden sich bislang keine auffälligen Mylonite im Bereich der lithologischen Grenzen zu den Gesteinen des Gföhl-

Deckensystems und andererseits tritt auch in den Paragneisen des Gföhl-Deckensystems vereinzelt Cordierit auf.

Ein klar variszisches Alter des Deckenbaues erschließt sich aus dem Alter der Metamorphose sowie der Exhumierung und der Abkühlgeschichte der Gesteine. Die HP-HT-Granulite zeigen einen durch zahlreiche Datierungen gut definierten Metamorphosehöhepunkt im frühen Karbon (345-335 Ma; BECKER, 1997; KLÖTZLI et al., 1999; FRIEDL et al., 2011). Die Alter der Pegmatite, die sich während der Exhumierung des Gföhl-Deckensystems bildeten, liegen zwischen 340 und 330 Ma (ERTL et al., 2012). Und die posttektonische regionale Abkühlung unter 400° C erfolgte um etwa 330 Ma, nachdem der exhumierte moldanubische Deckenstapel teilweise über das Moravikum überschoben war (DALLMEYER et al., 1992; SCHARBERT et al., 1997). Anzumerken bleibt, dass erste Rb-Sr-Biotitalter aus Paragneisen südöstlich von Melk eine Abkühlung unter 300° C erst für das frühe Perm anzeigen (290 bis 280 Ma, LINNER, unpublizierte Daten).

Die tektonischen Prozesse der Variszischen Orogenese, insbesondere jene, die mit Herkunft und Transportrichtung der Decken zusammenhängen, wurden sehr unterschiedlich interpretiert. In der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts standen die Fragen, ob die Transportrichtung der Decken west- oder ostgerichtet sei und welche Teile des Moldanubikums mit dem Moravikum zusammenhängen könnten, im Mittelpunkt der Diskussion (FUCHS, 1976, 1986, 1991; MATURA, 1976, 2003; THIELE, 1976, 1984; TOLLMANN, 1982). Regionale struktur-geologische Aufnahmen ergaben jedoch für das Gföhl- und Drosendorf-Deckensystem bevorzugt N-S gerichtete Streckungslineare und nur für die Granulit-Decken eine W-E-Richtung der Streckungslineare (FRANK et al., 1990; NEUBAUER, 1990). Verknüpft mit Schersinnbeobachtungen leiteten FRITZ & NEUBAUER (1993) eine nordgerichtete Stapelung der moldanubischen Decken ab, verursacht durch eine dextrale Transpression am Brunovistulikum. In weiterer Folge wurde der moldanubische Deckenstapel nordostgerichtet über das Brunovistulikum überschoben und dessen abgescherte Teile als Decken ins Variszische Orogen einbezogen. Diese Decken werden zusammengefasst traditionell als Moravikum bezeichnet. Diese Interpretation einer hauptsächlich nordgerichteten Stapelung der moldanubischen Decken stimmt mit dem Gesamtmodell der Variszischen Orogenese als Folge einer generell N-S gerichteten Kollision zwischen den Lithosphärenplatten von Gondwana und Laurussia (e.g. KRONER & ROMER, 2013) gut überein.

Literatur

ARNOLD, A. & SCHARBERT, H.G. (1973): Rb-Sr Altersbestimmungen an Granuliten der südlichen Böhmisches Masse in Österreich. - Schweiz. Min. Petr. Mitt., 53, 61-78.

BECKE, F. (1882): Die Gneissformation des niederösterreichischen Waldviertels. - Tschermaks Min. Petr. Mitt., 4, 189-264.

BECKER, H. (1996): Geochemistry of garnet peridotite massifs from lower Austria and the composition of deep lithosphere beneath a Palaeozoic convergent plate margin. - Chem. Geol., 134, 49-65.

BECKER, H. (1997): Sm-Nd garnet ages and cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs and high-pressure granulites from Lower Austria. - *Contr. Miner. Petr.*, 127, 224-236.

CARSWELL, D.A. & JAMTVEIT, B. (1990): Variscan Sm - Nd ages for the high-pressure metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - *N. Jb. Miner. Abh.*, 162, 69-78.

CARSWELL, D.A. & O'BRIEN, P.J. (1993): Thermobarometry and geotectonic significance of high-pressure granulites: examples from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. - *J. Petr.*, 34, 427-459.

CHÁB, J., BREITER, K., FATKA, O., HLADIL, J., KALVODA, J., ŠIMŮNEK, Z., ŠTORCH, P., VAŠÍČEK, Z., ZAJÍC, J. & ZAPLETAL, J. (2010): Outline of the Geology of the Bohemian Massif: the Basement Rocks and their Carboniferous and Permian Cover. - 295 S., Czech Geol. Surv. Publ. House.

COOKE, R.A. (2000): High-pressure/temperature metamorphism in the St. Leonhard Granulite Massif, Austria: evidence from intermediate pyroxene-bearing granulites. - *Int. J. Earth Sci.*, 89, 631-651.

COOKE, R.A. & O'BRIEN, P.J. (2001): Resolving the relationship between high P-T rocks and gneisses in collisional terranes: an example from the Gföhl gneiss-granulite association in the Moldanubian Zone, Austria. - *Lithos*, 58, 33-54.

COOKE, R.A., O'BRIEN, P.J. & CARSWELL, D.A. (2000): Garnet zoning and the identification of equilibrium mineral compositions in high-pressure-temperature granulites from the Moldanubian Zone, Austria. - *J. Metamorphic Geol.*, 18, 551-569.

DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HÖCK, V. (1992): Chronology of late Paleozoic tectonothermal activity in the south-eastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian zones): $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls. - *Tectonophysics*, 210, 135-153.

ERTL, A., SCHUSTER, R., HUGHES, J.M., LUDWIG, T., MEYER, H.-P., FINGER, F., DYAR, M.D., RUSCHEL, K., ROSSMANN, G.R., KLÖTZLI, U., BRANDSTÄTTER, F., LENGAUER, CH.L. & TILLMANN, E. (2012): Li-bearing tourmalines in Variscan granitic pegmatites from the Moldanubian nappes, Lower Austria. - *Eur. J. Miner.*, 24, 695-715.

FRANK, W., HAMMER, S., POPP, F., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1990): Isotopengeologische Neuerggebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse: Proterozoische Gesteinsserien und Variszische Hauptorogese. - *Österr. Beitr. Met. Geoph.*, 3, 185-228.

FRIEDL, G., FINGER, F., PAQUETTE, J.-L., QUADT, A. von, McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. - *Int. J. Earth Sci.*, 93, 802-823.

FRIEDL, G., COOKE, R.A., FINGER, F., McNAUGHTON, N.J. & FLETCHER, I.R. (2011): Timing of Variscan HP-HT metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: U-Pb SHRIMP dating on multiply zoned zircons from a granulite from the Dunkelsteiner Wald Massif, Lower Austria. - *Miner. Petrol.*, 102, 63-75.

FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the south-eastern Bohemian Massif. - *Geol. Rundsch.*, 82, 556-565.

FUCHS, G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. - *Jb. Geol. B.-A.*, 119, 45-61.

FUCHS, G. (1986): Zur Diskussion um den Deckenbau der Böhmisches Masse. - *Jb. Geol. B.-A.*, 129, 41-49.

- FUCHS, G. (1991): Das Bild der Böhmisches Masse im Umbruch. - Jb. Geol. B.-A., 134, 701-710.
- FUCHS, G. (2005): Der geologische Bau der Böhmisches Masse im Bereich des Strudengaus (Niederösterreich). - Jb. Geol. B.-A., 145, 283-291.
- FUCHS, G. & MATURA, A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A., 119, 1-43.
- FUCHS, G. & SCHARBERT, H.G. (1979): Kleinere Granulitvorkommen im niederösterreichischen Moldanubikum und ihre Bedeutung für die Granulitgenese. - Verh. Geol. B.-A., 1979, 29-49.
- HOLZER, H. (1964): Die Flinzgraphitvorkommen im außeralpinen Grundgebirge Ober- und Niederösterreichs. - Verh. Geol. B.-A., 1964, 360-371.
- JANOŮŠEK, V., FINGER, F., ROBERTS, M.P., FRÝDA, J., PIN, C. & DOLEJŠ, D. (2004): Deciphering petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci., 95, 141-159.
- KLÖTZLI, U., FRANK, W., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1999): Evolution of the SE Bohemian Massif Based on Geochronological Data - A Review. - Jb. Geol. B.-A., 141, 377-394.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. - 204 S.
- KOTKOVÁ, J. (2007): High-pressure granulites of the Bohemian Massif: recent advances and open questions. - J. Geosci., 52, 45-71.
- KRONER, U. & ROMER, R.L. (2013): Two plates - Many subduction zones: The Variscan orogeny reconsidered. - Gondwana Research, 24, 298-329.
- LINNER, M. (1996): Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). - Miner. Petr., 58, 215-234.
- MATURA, A. (1976): Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - Jb. Geol. B.-A., 119, 63-74.
- MATURA, A. (1984): Das Kristallin am Südostrand der Böhmisches Masse zwischen Ybbs/Donau und St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 127, 13-27.
- MATURA, A. (2003): Zur tektonischen Gliederung der variszischen Metamorphite im Waldviertel Niederösterreichs. - Jb. Geol. B.-A., 143, 221-225.
- NEUBAUER, F. (1990): Kinematics of variscan deformation in the Moldanubian Zone, southern Bohemian massif: preliminary results from the Danube section. - Österr. Beitr. Met. Geoph., 3, 57-76.
- O'BRIEN, P.J. (1997): Garnet zoning and reaction textures in overprinted eclogites, Bohemian Massif, European Variscides: A record of their thermal history during exhumation. - Lithos, 41, 119-133.
- PETRAKAKIS, K. (1986): Metamorphism of high-grade gneisses from the Moldanubian Zone, Austria, with particular reference to the garnets. - J. Metamorphic Geol., 4, 323-344.
- PETRAKAKIS, K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. - J. Metamorphic Geol., 15, 203-222.

SCHARBERT, H.G. (1959): Zur Optik der Plagioklase in den „Fleckamphiboliten“ von Spitz a. d. Donau, Niederösterreich. - N. Jb. Miner. Mh., 1959, 135-202.

SCHARBERT, H.G. (1963): Die Granulite der südlichen Böhmisches Masse. - Geol. Rundsch., 52, 112-123.

SCHARBERT, S. (1977): Neue Ergebnisse radiometrischer Altersbestimmungen an Gesteinen des Waldviertels. - Arbeitstagung der Geol. B.-A., Waldviertel, 11-15, Wien.

SCHARBERT, S., BREITER, K. & FRANK, W. (1997): The cooling history of the southern Bohemian Massif. - J. Czech Geol. Soc., 42, 24.

SCHNABEL, W., BRYDA, G., EGGER, H., FUCHS, G., MATURA, A., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. - 47 S., Land Niederösterreich und Geol. B.-A.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G. & LINNER, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, ÖK 55 Ober-Grafendorf. - Geol. B.-A.

SUESS, F.E. (1904): Das Grundgebirge im Kartenblatte St. Pölten. - Jb. Geol. B.-A., 54, 389-416.

SUESS, F.E. (1912): Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. - Denkschr. k. k. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl., 88, 541-631.

SUESS, F.E. (1918): Bemerkungen zur neueren Literatur über die Moravischen Fenster. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 11, 71-128.

THIELE, O. (1976): Ein westvergenter kaledonischer Deckenbau im niederösterreichischen Waldviertel? - Jb. Geol. B.-A., 119, 75-81.

THIELE, O. (1984): Zum Deckenbau und Achsenplan des Moldanubikums der Südlichen Böhmisches Masse (Österreich). - Jb. Geol. B.-A., 126, 513-523.

TOLLMANN, A. (1982): Großräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. - Geotekt. Forsch., 64, 1-91.

VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MÍSAŘ, Z., POVONDRA, P. & VRÁNA, S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci., 73, 89-108.

VELLMER, C. (1992): Stoffbestand und Petrogenese von Granuliten und granitischen Gesteinen der südlichen Böhmisches Masse in Niederösterreich. - 111 S., Diss. Univ. Göttingen.

WENDT, J.I., KRÖNER, A., FIALA, J. & TODT, W. (1994): U-Pb zircon and Sm-Nd dating of Moldanubian HP/HT granulites from south Bohemia, Czech Republic. - J. Geol. Soc. London, 151, 83-90.