

3.2. Das Moravikum der Thaya-Kuppel in Österreich – Lithologie und Metamorphose

Von VOLKER HÖCK

Mit 5 Abbildungen

1. Vorwort

Die vorliegende kurzgefaßte Beschreibung der Lithologie der Moravischen Zone und ihrer Metamorphoseentwicklung basiert im wesentlichen auf den entsprechenden Ausführungen im Exkursionsführer zur Tagungen des IGCP Projektes Nr. 233: Terranes in the Circum Atlantic Paleozoic Orogens "in Göttingen 1990 (FRASL, G., HÖCK, V. und FINGER, F.: The Moravian Zone in Austria). Diesem Führer wurde u.a. auch der Abschnitt über die Lithologie des Thaya Batholithen übernommen, der ursprünglich von G. FRASL stammt.

2. Lithologie

Im folgenden werden die wichtigsten lithologischen Einheiten des Moravikums vom Liegenden (Thaya Batholith) bis ins Hangende (Bittescher Gneis) kurz charakterisiert. Der Schwerpunkt liegt dabei wegen der Notwendigkeit einer gerafften Darstellung nicht auf den einzelnen petrographischen Gesteinstypen sondern vielmehr auf den zusammengehörigen Gesteinsassoziationen (= Formationen). Die Verbreitung der einzelnen lithologischen Einheiten im österreichischen Anteil des Moravikums ist der Abb. 1 zu entnehmen.

2.1. Der Thaya Batholith

Die tiefste strukturelle Einheit des Moravikums ist ein schwach metamorpher und deformierter Granitkomplex cadomischen Alters (Rb-Sr-Gesamtgesteinsalter von ca. 550 M.a., SCHARBERT & BATIK 1980). Im Westen ist der Batholith von seinem ursprünglichen Dach überlagert, im Osten durch die Diendorfer Störung abgeschnitten und teilweise von tertiären Sedimenten bedeckt. Seine östliche Fortsetzung E der Diendorf-Boskovice-Störung könnte das Brünner Massiv darstellen (STELCL & WEISS 1986). Im Süden wird der Thaya Batholith von einer dünnen, transgressiven, niedriggradig metamorphen Gesteinsabfolge frühpaläozoischen Alters, der Olbersdorfer Formation (FRASL 1974) überlagert. Auf seiner ganzen östlichen Erstreckung ist der Thaya Batholith schließlich von jungtertiären Sedimenten bedeckt. Lediglich an einer Stelle in der CSFR östlich von Znaim beschreibt DUDEK (1960) devonische Klastika, weiters finden sich nordöstlich von Znaim den Batholithen überlagernde devonische Dolomite mit Evaporiten (Bohrung Zerodice; BATIK & SKOCEK 1981).

Aufgrund von Kartierungen und chemischen Untersuchungen lassen sich vier verschiedene Lithologien innerhalb des Thaya Batholithen unterscheiden (FINGER et al. 1989):

- 1) Der Hauptgranit umfaßt mittelkörnige helle Granite und Granodiorite mit geringen Biotit-Gehalten von 4 bis 5%. Derartige Gesteine und ihre vergneisten Äquivalente umfassen etwa zwei Drittel des gesamten Batholithen (vgl. auch PRECLIK 1937).

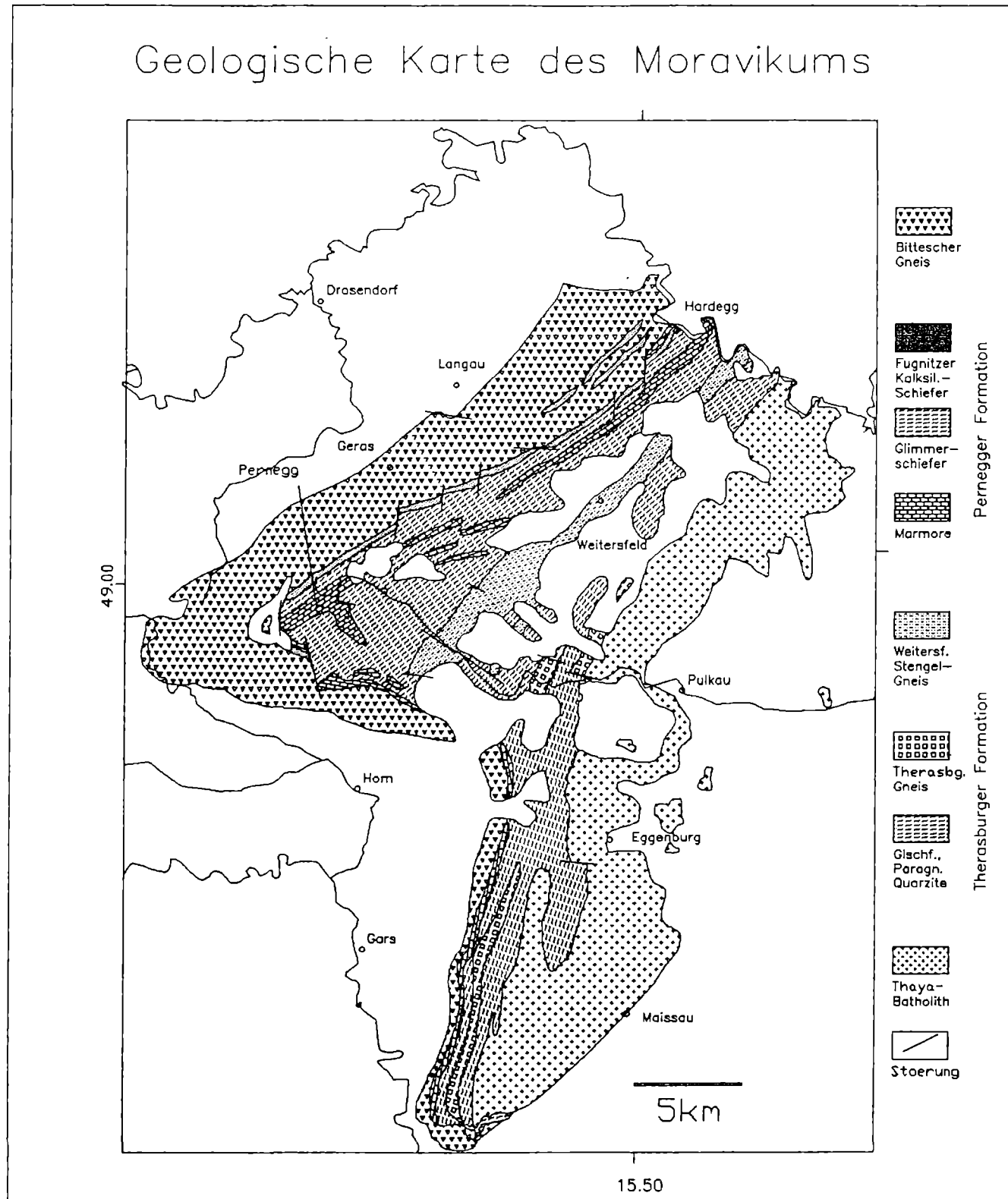


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Moravikums in Österreich.

Basierend auf geochemischen Untersuchungen erscheint es möglich, den Hauptgranit weiters in eine niedrig-Sr-Variante zu untergliedern, die im wesentlichen auf den Bereich des Pulkau-Tales beschränkt ist, und nördlich davon eine eher granodioritische Variante mit hohen Sr-Gehalten.

- 2) Unter dem Gumpinger Typ werden mehr oder weniger vergneiste, biotitreiche Granodiorite und Quarz-Monzodiorite mit großen Kalifeldspatkristallen und Amphibolen, die zu Biotit umgewandelt wurden, zusammengefaßt. Der Typ Gumpinger ist älter als der angrenzende Hauptgranit und ist auf den SW-Teil des Batholithen beschränkt, wo er einen NNE-SSW streichenden Körper von etwa 12 km Länge und 2 km Breite bildet.
- 3) Der Passendorfer Typ umfaßt im wesentlichen feinkörnige bis mittelkörnige Tonalite bzw. Metatonalite mit einem Biotitgehalt von 10 bis 40%, aber nur geringfügigen Amphibolgehalten. Die Tonalite beschränken sich auf die NW-Seite des Batholithen, sind älter als der Hauptgranit.
- 4) Der Gauderndorfer Typ ist ein feinkörniges, granitisches bis granodioritisches Gestein und enthält meist mehr Biotit als der Hauptgranit. Seine größte Erstreckung umfaßt einen etwa 14 km langen Körper, ungefähr 3 km N von Eggenburg. Gänge des Gauderndorfer Typs schlagen gelegentlich durch den Hauptgranit durch.

Im Hinblick auf ihre petrographischen und geochemischen Charakteristika entsprechen die Granitoide des Thaya Batholithen im wesentlichen der Definition von I-Typ Granitoiden im Sinne von CHAPPELL & WHITE (1974), bzw. PITCHER (1982). FINGER et al. (1989) erklären die Genese des Batholithen mit einer Subduktion ozeanischer Lithosphäre unter einen früheren südwestlichen Kontinentalrand des Fennoarmatischen Kontinents. Aplite und Pegmatite zeigen nur lokale Bedeutung, z.B. am Manhartsberg. Sie weisen dieselbe variszische Deformation und Metamorphose wie die umgebenden plutonischen Gesteine auf. Weiters finden sich wenige granodioritische Gänge und selten postvariszische Lamprophyre.

2.2. Die Therasburger Formation

Im Westen wird der Thaya Batholith von einer metamorphen pelitischen bis psammitischen Folge überlagert, die von HÖCK & VETTERS (1975) als "Quarzitglimmerschieferserie" bezeichnet wurde. Intrusivkontakte sind an wenigen Stellen, vor allem im nördlichen Teil, noch gut erhalten. HÖCK et al. (1991) führten für die gesamte Serie den Namen Therasburger Formation ein. Sie besteht im wesentlichen aus Glimmerschiefern, z.T. mit einer beträchtlichen Menge von Albit und/oder Oligoklas und leitet damit zu feinkörnigen Paragneisen über. Schiefer und Grauwacken dürften die Ausgangsgesteine gewesen sein. Feldspatreiche Varietäten und feinkörnige, stark geschieferte Gneise wurden von HÖCK (1983) als Therasburger Gneise bezeichnet. An einigen Teilen finden sich reichlich blaugrüne Amphibole, sodaß sich für diese Gesteine ein Hinweis auf ihre Entstehung entweder aus Dioriten oder Andesiten ergibt. Zwischenlagen von Quarziten innerhalb der Gneise und Glimmerschiefer mit Lagen von wenigen cm bis m sind häufig verbreitet. Der hohe Erzgehalt dieser Gesteine, insbesondere Magnetit, ist seit längerem bekannt. LIBOWITZKY (1989, 1990) interpretiert die Glimmerschiefer und Gneise mit ihrem hohen Gehalt an Ilmenit als präkambrische "blacksands". Die

stratigraphische Einstufung dieser Formation erfolgt aufgrund ihrer Kontaktverhältnisse zum Thaya Batholithen (siehe oben). Die erhaltenen migmatischen Zonen und die Intrusionsbeziehungen deuten deshalb auf ein Alter >550 M.a.

2.3. Der Weitersfelder Stengelgneis

Ein ganz charakteristischer Gneiskörper, der Weitersfelder Stengelgneis, trennt die Therasburger Formation von der tektonisch höheren Folge der Pernegger Formation (HÖCK et al. 1991). Die Therasburger Gneise und die Weitersfelder Gneise wurden früher als zusammenhängender Gneiskörper unter dem Namen "Weitersfelder Stengelgneis" zusammengefaßt (WALDMANN 1922, 1930, 1951). Tatsächlich müssen sie aber aufgrund der Geländeuntersuchungen und der petrographischen Unterschiede getrennt werden. Der Weitersfelder Stengelgneis im engeren Sinn ist auf den nördlichen Teil des Moravikums beschränkt und zeigt granitische Zusammensetzung mit einer z.T. deutlich entwickelten Augenstruktur.

2.4. Die Pernegger Formation

Die Pernegger Formation (die Marmor-Glimmerschiefer-Serie nach HÖCK und VETTERS 1975) umfaßt, wie der Name sagt, Kalkglimmerschiefer, Kalkschiefer und reine Marmore, die ineinander übergehen. Die Marmore überwiegen in den höheren Teilen der Folge als zusammenhängende Lagen, zum Teil aber auch als ausgelängte Linsen. Im Vergleich zur Therasburger Formation sind die Glimmerschiefer hier alle reich an Biotit und Muskovit und weisen weniger Quarz und Feldspat auf. Die exakte Abgrenzung zwischen beiden Formationen bildet insbesondere im Südteil der Moravischen Zone einige Probleme, wo der charakteristische Weitersfelder Stengelgneis fehlt. Auch wenn innerhalb der Glimmerschieferprofile beider Formationen deutliche Unterschiede zu erkennen sind, kann im einzelnen die Abtrennung der Glimmerschiefer problematisch sein. In der geologischen Karte (Abb. 1) wurde deshalb für beide Einheiten eine einheitliche Signatur gewählt.

Die ursprünglichen Gesteine sind in einer Schiefer-Kalk-Abfolge zu sehen, Übergänge zu Gneisen fehlen. Der oberste Teil der Marmore wird von einem ganz charakteristischen Horizont von Kalksilikatschiefern gebildet, den sogenannten Fugnitzer Kalksilikatschiefern. Es handelt sich um einen nur wenige Meter mächtigen Horizont, der aus Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Amphibol, Klinopyroxen, Calcit und Klinozoisit besteht. Die Fugnitzer Kalksilikatschiefer finden sich manchmal auch als geringmächtige Lagen und Linsen im überlagernden Bittescher Gneis. Das Alter der Pernegger Formation ist unbekannt. Ihre Stratigraphie hängt im wesentlichen von zwei entscheidenden Fragen ab, die noch nicht gelöst sind, nämlich erstens von der Frage wie alt der Bittescher Gneis (siehe unten) ist und zweitens, ob tatsächlich ein Intrusionskontakt zwischen den Bittescher Gneisen und den Fugnitzer Kalksilikatschiefern besteht. Diese Annahme wird von FRASL (1983) und BERNROIDER (1989) favorisiert und zwar aufgrund von aplitischen Gängen, die sich in den Fugnitzer Kalksilikatschiefern finden.

2.5. Der Bittescher Gneis

Die oberste Einheit des Moravikums ist zugleich seine typischste. Es handelt sich um einen extrem deformierten Orthogneis mit einer exzellent entwickelten Augenstruktur. Dunkle

Amphibolitlagen bis 50 cm Dicke sind auf die obersten 20 bis 30 Meter beschränkt. Diese Lagen liegen parallel zu den regionalen s-Flächen und wiederholen sich viele Male in einem relativ dünnen Abschnitt. Sie wurden als Hinweis auf einen vulkanischen Ursprung für zumindest den obersten Teil der Bittescher Gneise als Wechsellagerung von rhyolitischen und basischen Laven gehalten (FRASL 1970). In jüngster Zeit neigt FRASL (1989) eher dazu, die Amphibolite als extrem deformierte Gänge in einem ehemaligen Granit anzusehen. Der Bittescher Gneis zeigt auffallende Ähnlichkeit mit dem Dobragneis des Moldanubikums. Dies drückt sich sowohl in der Zusammensetzung und der Struktur aus, als auch in dem Vorkommen zahlreicher Amphibolitlagen (Gänge), die in beiden Gesteinen vorkommen. Diese Eigenschaften veranlaßten verschiedene Autoren (MATURA 1976, MATTE et al. 1985), eine enge tektonische Beziehungen zwischen Bittescher Gneis und Dobragneis zu postulieren und ersteren dem Moldanubikum zuzurechnen.

Die Diskussion über das Alter des Bittescher Gneises basiert auf drei ganz unterschiedlichen Rb-Sr Gesamtgesteinsaltern:

790 M.a. (S.SCHARBERT 1977)	Rb/Sr Gesamtgestein
560 M.a. (MORAU & JÄGER 1982)	Rb/Sr Gesamtgestein
480 M.a. (v. BREEMEN et al. 1982)	Rb/Sr Gesamtgestein

3. Metamorphose

FRASL (1968, 1970) entwickelte die Ideen von F.E.SUESS, WALDMANN und PRECLIK zur Metamorphose im Moravikum weiter und präsentierte ein dreiphasiges Metamorphosekonzept. Er unterschied

- 1) die altmoravische Phase, die mit der Intrusion des Thaya Batholithen zusammenhängt,
- 2) die mittelmoravische Phase als regionale Hauptmetamorphose und
- 3) die jungmoravische Phase als retrograde Entwicklung.

Die altmoravische Phase ist dementsprechend auf die unmittelbare Umgebung des Thaya Batholithen beschränkt und vermutlich cadomischen Alters, entsprechend der engen Beziehung zwischen dem Thaya-Pluton und dessen Alterseinstufung. Der Bereich mit den besten Relikten dieser Metamorphose findet sich im nördlichsten Teil der Moravischen Zone in Österreich, östlich der Ruine Kaja, in dem migmatische Strukturen noch schön erhalten sind. Mineralogische Relikte dieser Metamorphose sind mögliche Pseudomorphosen nach Cordierit sowie almandinreiche Granatkerne mit einem ganz charakteristischen zweiphasigen Wachstumsmuster (HÖCK et al. 1991): Die alten Granatkerne sind reich an Fe sowie Mg (bis zu 10 Mol% Pyrop), aber arm an Grossular und Spessartin. Alle Elemente zeigen einen scharfen Anstieg (Ca, Mn) bzw. Abfall (Fe, Mg) ihrer Elementkonzentrationen zwischen Kern und Rand. Letzterer wurde während der mittelmoravischen Phase gebildet und entspricht in seiner Detailzonierung der Granatentwicklung aus den Glimmerschiefern der Pernegger Formation. Dementsprechend nehmen gegen den äußeren Rand hin Fe und Mg wiederum zu, Ca und Mn hingegen ab. Dieser Typ der komplexen mehrphasigen Zonierung ist am Beispiel eines Granates - aus dem Dach des Thaya Batholithen östlich der Ruine Kaja - in Abb. 2 dargestellt.

Die Frage, ob die Fugnitzer Kalksilikatschiefer ursprünglich als Kontaktmetamorphose als Höfe um die Intrusion des Bittescher Gneis-Magmas gebildet wurden - eine Vorstellung, die von FRASL (1983) und BERNROIDER (1989) favorisiert wird - bleibt zunächst ein offenes Problem, ebenso die Frage nach dem Alter dieser möglichen Kontaktmetamorphose.

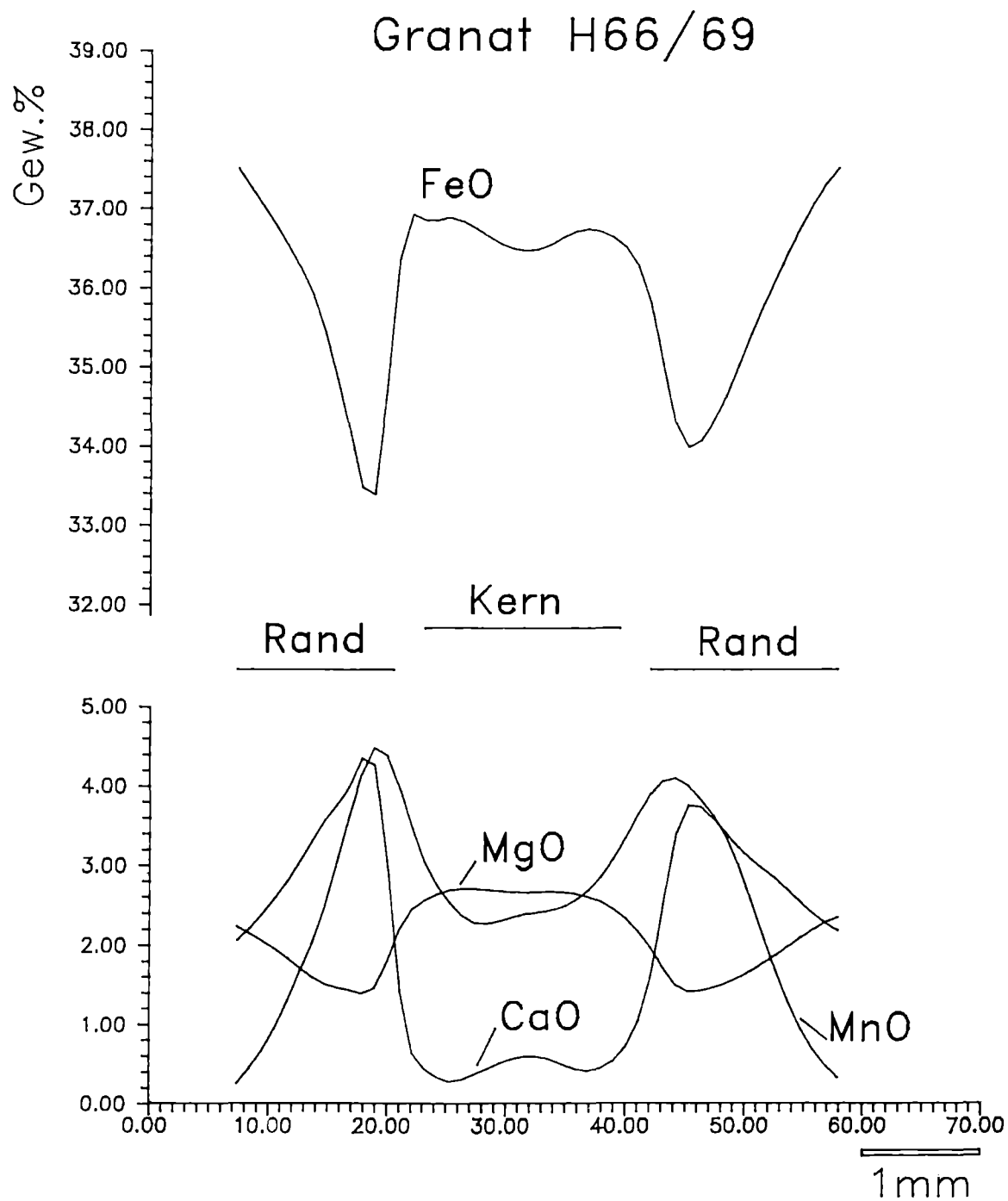


Abb. 2: Mineralchemische Profile durch einen Granat aus dem alten Dach des Thaya Batholithen (E der Ruine Kaja) Die Elementverteilung zeigt einen Fe, Mg reichen und Ca, Mn armen Kern, sowie einen zonierten Randbereich. Dieser weist eine Fe, Mg arme Innenzone und eine systematische Zunahme dieser Elemente gegen den Außenrand hin auf.

Die regionale Metamorphose der mittelmoravischen Phase fand während der variszischen Orogenese statt. Jüngste Untersuchungen an $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Plateaulaltern von Amphibolen aus Amphiboliten des Bittescher Gneises ergaben $328,7 \pm 3,3$ M.a., von Muskovit aus dem Bittescher Gneis $328,7 \pm 0,3$ M.a. und vom Weitersfelder Stengelgneis $328,5 \pm 0,7$ M.a. (DALLMEYER et al. 1990).

Bereits F.E.SUESS (1912) und später PRECLIK (1927) sowie FRASL (1970) zeigten, daß der Metamorphosegrad im westlichen Teil am höchsten ist und nach Süden, Norden und Osten hin abnimmt. Aus diesen Gründen muß die Metamorphose im Hinblick auf die Struktur des Moravikums als invers bezeichnet werden, insofern als die strukturell höchsten Einheiten auch die höchstgradigen Anteile der metamorphen Zonierung repräsentiert. HÖCK (1975) beschreibt vier Mineralzonen mit unterschiedlichen Mineralparagenesen in metapelitischen Gesteinen, die speziell im Südteil des Moravikums

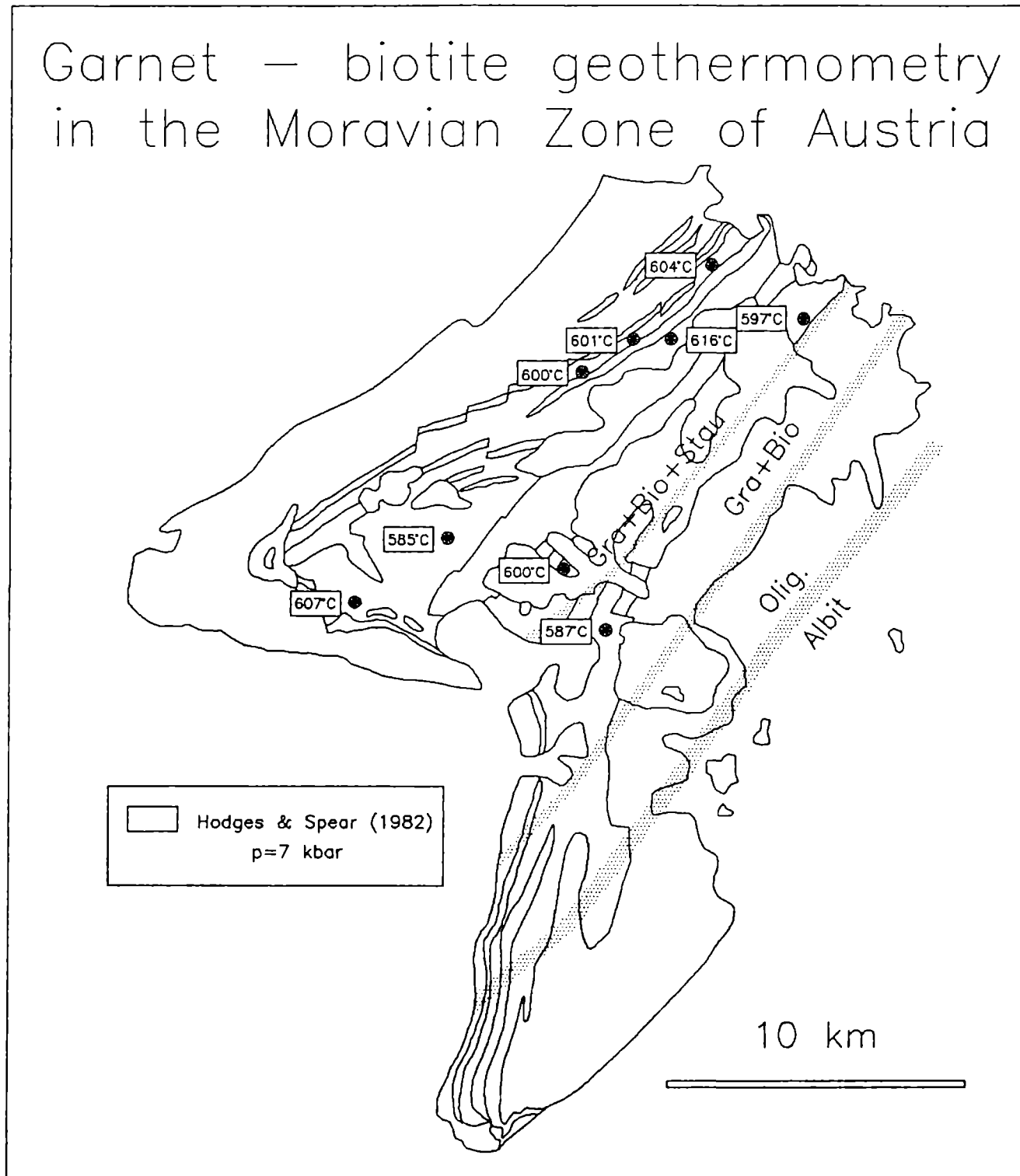


Abb. 3: Karte der Mineralzonierung im Moravikum sowie Temperaturen der Granat- Biotit-Geothermometrie entsprechend dem Modell von HODGES and SPEAR (1982).

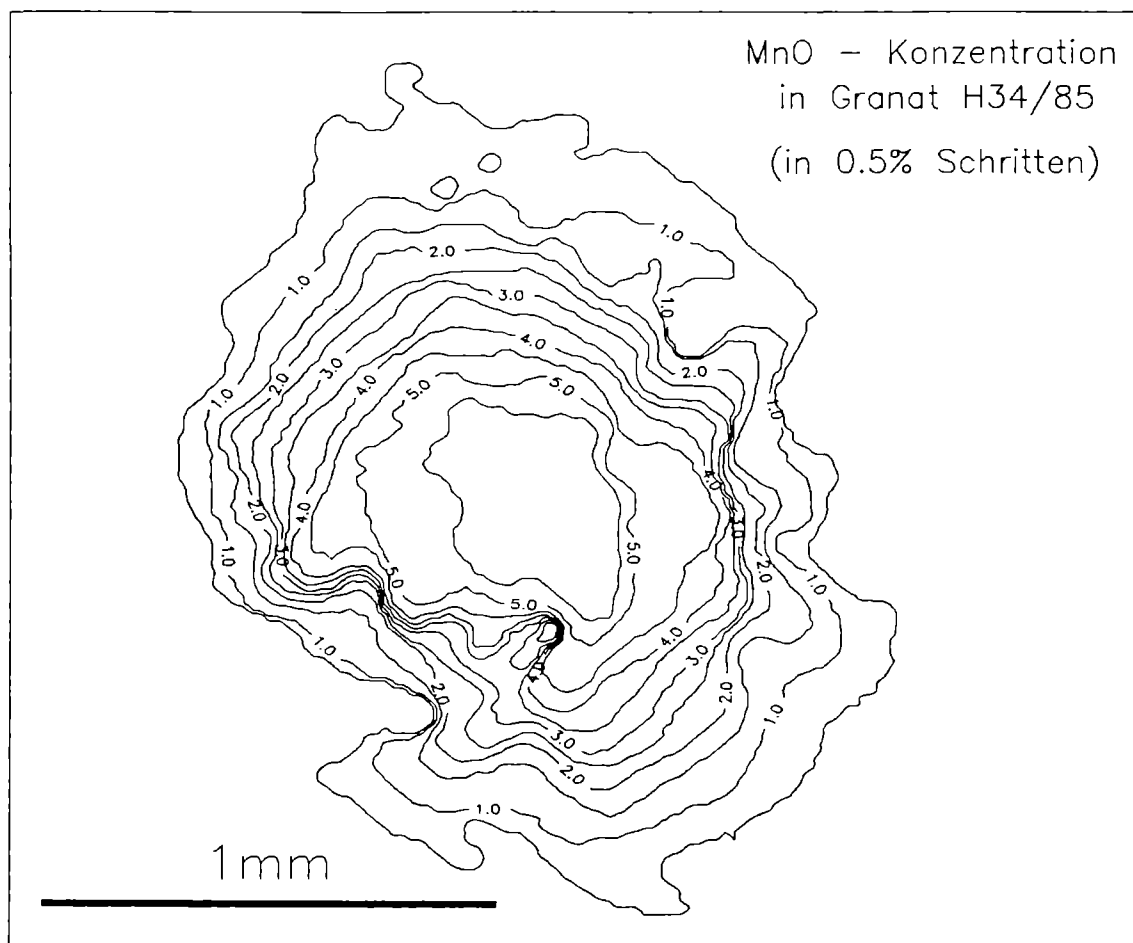


Abb. 4: MnO Verteilung in einem Granat der Pernegger Formation. Generell zeigt sich ein Trend der MnO Abnahme vom Kern zum Rand. Schmale leistenförmige relative Mn-Anreicherungen entsprechen den z. T. radialstrahligen Wachstumszonen.

schräg zu den lithologischen Einheiten streichen. Die erste und südlichste Zone zeigt nur Paragenesen mit Phengit und Chlorit. In Zone 2 erscheint mit zunehmender Temperatur zusätzlich Biotit und in Zone 3 zusätzlich noch Granat. In der nordwestlichsten Zone 4 bilden Staurolith + Granat + Biotit die typische Mineralparagenese, während Chlorit als stabile Phase verschwindet. FRASL (1983) fügte noch eine Übergangszone zwischen Albit und Oligoklas hinzu, die hauptsächlich auf dem Erstauftreten von Oligoklas in Gneisen beruht. Während diese Metamorphosezonierung im österreichischen Anteil des Moravikums recht gut dokumentiert ist (vergl. Abb. 3), fehlen Untersuchungen zur regionalen Verteilung der Metamorphose noch im tschechoslowakischen Anteil der Thaya-Kuppel.

Innerhalb der Pernegger Formation zeigt sich in Zone 4 ein zweiphasiges Wachstum des Granats mit einschlußfreien oder einschlußarmen Kernen und einer deutlichen Randzone, die in ihrem inneren Teil reich an Einschlüssen ist. Die äußere Randzone wiederum ist arm an Einschlüssen (Quarz und wenig Ilmenit), verschiedentlich sind radiale Wachstumsmuster im Kern entwickelt (Sterngranat). Sie zeigen radial orientierte Quarzeinschlüsse. Diese Erscheinung aus dem Moravikum wurde das erste Mal von FRASL (1981) beschrieben. Das sehr unregelmäßige, teils radialstrahlige Wachstum spiegelt sich auch im Chemismus wider. Abb. 4 z. B. zeigt die MnO Verteilung im Granat, die deutlich längliche Zonen der MnO Anreicherung entsprechend dem Wachstum

erkennen läßt. Die Granate sind synkinematisch bezüglich der ersten Schieferung rotiert. Chemisch zeigen die Granate die typische Glockenform mit Mn-(vergl. Abb. 4) und Ca-reichen Kernen und Fe- bzw. Mg-reichen Rändern. Die Granat-Biotit-Geothermometrie basierend auf dem Modell von HODGES and SPEAR (1982) ergibt Temperaturen zwischen 580 und 600°C für die Zone 4 (Granat + Staurolith + Biotit) und etwa 580°C für die Granat-Biotit-Zone (Abb. 5).

Der Übergang von der Granat + Biotit + Chlorit Zone in die Granat + Biotit + Staurolith Zone wird am besten durch die diskontinuierliche Reaktion:



beschrieben. Das Gleichgewicht dieser Reaktion sollte nach THOMPSON (1976) bei 5 kbar $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ und 580°C liegen, eine Temperatur, die mit der aus der Granat-Biotit-Geothermometrie abgeleiteten gut übereinstimmt. Drucke sind in Abwesenheit einer Al_2SiO_5 Phase schwer abzuschätzen, könnten aber mit relativ hohen Fehlergrenzen im Bereich von 5 bis 7 kbar gelegen sein. Derartige Werte lassen sich aus dem Granat-Muskovit- Biotit- Plagioklas Geobarometer nach HODGES and CROWLEY (1985)

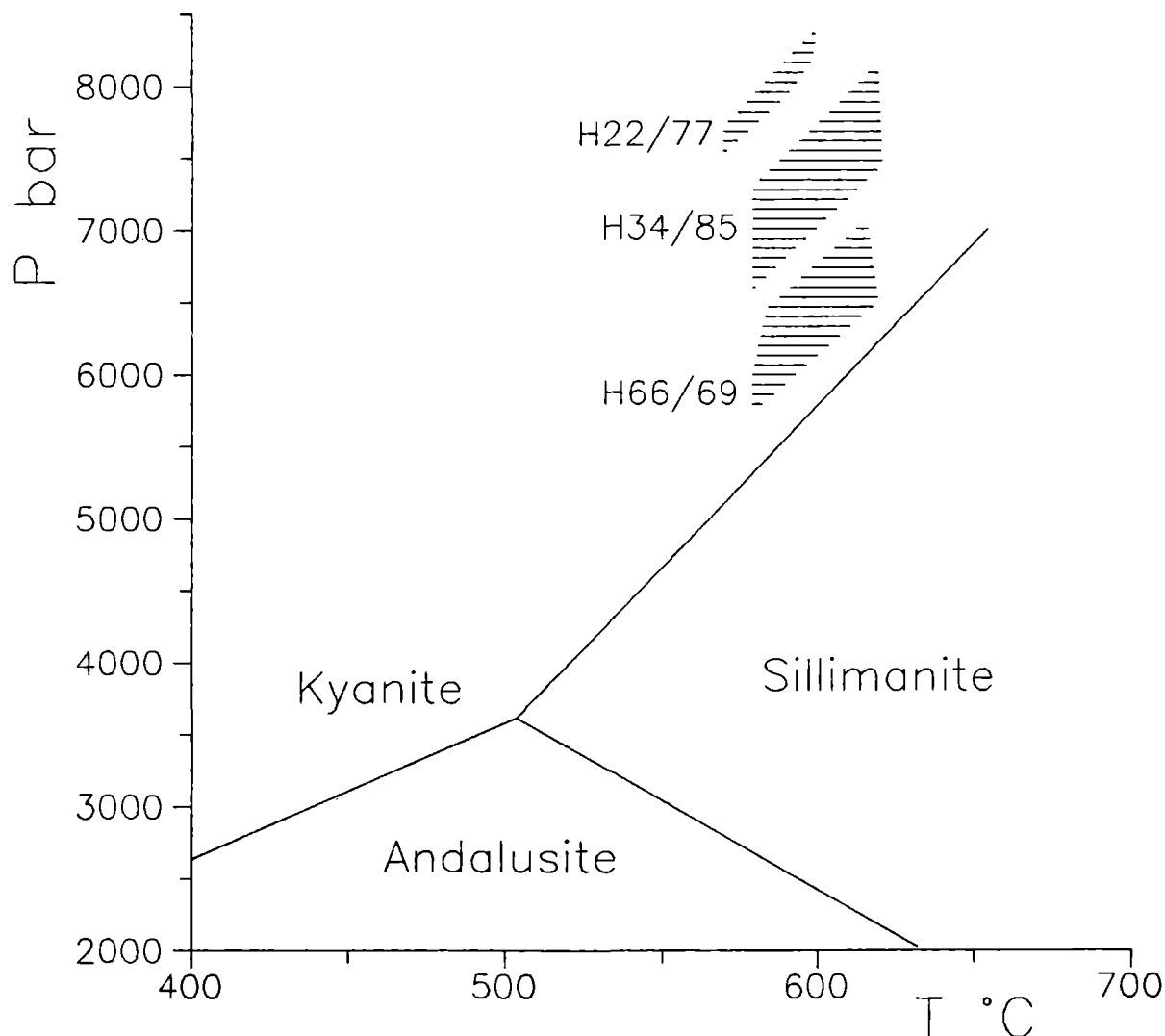


Abb. 5: PT Diagramm für Metapelite der Pernegger Formation im Bereich der Pernegger Kuppel. Die Temperaturangaben beruhen auf der Granat- Biotit Geothermometrie, die Druckangaben auf dem Granat- Muskovit- Biotit- Plagioklas Geobarometer.

errechnen (Abb. 5). Dies stimmt gut mit den ersten Resultaten der Phengit-Geobarometrie überein (MASONNE and SCHREYER 1987), die an Kalifeldspat- und Biotit-führenden Gneisen der Moravischen Zone durchgeführt wurden. Si-Gehalte in den Phengiten von 3,25 bis 3,30 pro Formeleinheit lassen bei einer gegebenen Temperatur von 580 bis 600°C (Granat-Biotit-Thermometrie) auf einen Druck von etwa 5 bis 7 kbar schließen.

Die retrograde jungmoravische Phase ist noch nicht sehr gut dokumentiert. Sowohl die Therasburger als auch die Pernegger Formation wurden von diesem späten Ereignis überprägt. Die älteren Minerale wie z.B. Staurolith, Granat und Biotit wurden dabei teilweise oder gänzlich zu Chlorit bzw. Muskovit umgeformt. Öfters findet sich retrograder Chlorit als Reaktionssaum rund um Staurolith und Granat. Biotit ist zum Teil quantitativ verschwunden und läßt Granat und Staurolith als Relikte in einer Chlorit-Muskovit-Matrix zurück.

Die inverse Metamorphose der mittelmoravischen Phase kann am besten durch die Überschiebung eines heißen Krustenblockes über das Moravikum erklärt werden, der sehr rasch gegen Süden, Osten und Norden auskeilt.

Literatur

- BATIK, P. & SKOCEK, V.: Lithologic development of the Paleozoic at the eastern margin of the Dyje massifu. - Vest. Ustr. Ust. Geol., 56/6, 337-347, Praha 1981.
- BERNROIDER, M.: Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. - Jb. Geol. B.-A., 132, H. 2, 349-373, Wien 1989.
- CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R.: Two contrasting granite types. - Pacific Geology, 8, 173-174, 1974.
- DALLMEYER, R.D., NEUBAUER, F. & HÖCK, V.: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ mineral age controls on the geochronology of late-Paleozoic tectonothermal activity in the southeastern Bohemian Massif, Austria (Moldanubian and Moravo-Silesian Zones). - IGCP 233 Field Guide, Intern. Conf. Göttingen-Giessen, 87-96, Göttingen 1990.
- DUDEK, A.: Kristallinische Schiefer und Devon östlich von Znojmo (Znaim). - Sborn. UUG., XXVI-1959, 101-141, Praha 1960.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. & STEYRER, H.P.: The Granitoids of the Moravian Zone of Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? - Precamb. Res., 45, 235-245, 1989.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria. - International Geological Congress XXIII Session, Guide to Exc. 32 C., Austria, 13-24, Praha 1968.
- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. - Nachr. D. Geol. Ges., 2, 55-60, 1970.
- FRASL, G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. - Verh. Geol. B.-A., 1974, H. 4, 37-42, Wien 1974.

- FRASL, G.: Kristallisationsgeschichte und Bewegungsrichtungen im Staurolith-Granatglimmerschiefer von Pernegg im Kernbereich der mittelmoravischen Kristallisation (Moravische Zone, niederösterreichisches Waldviertel). - Tagung DMG-ÖMG, Wien 1981.
- FRASL, G.: Einführung in die Geologie der Moravischen Zone. - In HÖCK, V. et al.: Exk. der Österr. Geol. Ges. 1983, 4-18, Wien 1983.
- FRASL, G.: Zur Entstehung der Moravischen Zone. - Abstr. Tagung AG "Geologie der Metamorphite" der ÖGG, 2S., Wien 1989.
- FRASL, G., HÖCK, V. & FINGER, F.: The Moravian Zone in Austria. - IGCP-Proj. Nr. 233, Intern.Conference on Paleozoic Orogens in Central Europe, Field Guide Bohemian Massif, 127-142, Göttingen 1990.
- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. - Mitt. österr. geol. Ges., 66-67, 49-60, Wien 1975.
- HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W.: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg. - Exk.Führer der Österr.Geol.Ges. 1983, 59 S., Wien 1983.
- HÖCK, V. & VETTERS, W.: Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21).- Verh. Geol. B.-A., Wien 1975.
- HÖCK, V., MARSCHALLINGER, M. & TOPA, D.: Granat-Botit-Geothermometrie in Metapeliten der Moravischen Zone in Österreich. - Österr. Beitr. Met. Geoph., H. 3, in press, Wien 1991.
- HODGES, K.V. & CROWLEY, P.D.: Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitic systems. - Am. Mineralogist, 70, 702-709, 1985.
- HODGES, K.V. & SPEAR, F.S.: Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt.Moosilauke, New Hampshire. - Am. Mineralogist, 67, 1118-1134, 1982.
- LIBOWITZKY, E.: Mineralogische Untersuchungen einer magnetischen Anomalie im Moravikum der Böhmischen Masse in Österreich. - Unveröff. Diss. Univ. Wien, Naturwiss. Fakultät, 126 S., Wien 1989.
- LIBOWITZKY, E.: Precambrian black sands as precursors of magnetit and ilmenite bearing chlorite-micaschists, Bohemian Massif, Austria. - Mineralogy and Petrology, 43, 147-160, Wien 1990.
- MASSONNE, H.-J. & SCHREYER, W.: Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite, and quartz. - Contrib. Mineral. Petrol., 96, 212-224, 1987.
- MATTE, Ph., MALUSKI, H., and ECHTLER, H.: Cisaillements ductiles varisque vers l'Est - Sud-Est dans les nappes du Waldviertel (Sud-Est de Massif de Boheme, Autriche) Données microtectoniques et radiométrie $^{39}Ar/^{40}Ar$. - C.R.Acad.Sc. Paris, 301, Serie II, No 10, 721-726, Paris 1985.

- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des kristallinen Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - Jb. Geol. B.-A., 119, 63-74, Wien 1976.
- MORAU, W. & JÄGER, E.: Rb-Sr Whole Rock Ages for the Bites-gneiss, Moravicum, Austria. - Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 62, 327-334, 1982.
- PITCHER, W.: Granite type and tectonic environment. - In: HSU, K. (ed): Mountain Building Processes, 263 S., London 1982.
- PRECLIK, K.: Zur Tektonik und Metamorphose der moravischen Aufwölbung am Ostrand der Böhmisches Masse. - Geol. Rdsch., 18, 81-103, Stuttgart 1927.
- PRECLIK, K.: Das Nordende des Thayabatholithen. - Vest. SGU, 12, 34-61, Prag 1937.
- SCHARBERT, S.: Neue Ergebnisse radiometrischer Altersdatierungen an Gesteinen des Waldviertels. - Arbeitstagung Geol. B.-A., 1977, Waldviertel, 11-15, Wien 1977.
- SCHARBERT, S. & BATIK, P.: The Age of the Thaya (Dyje) Pluton. - Verh. Geol. B.-A., 1980, H. 3, 325-331, Wien 1980.
- STELCL, J. & WEISS, J.: Brnensky Masiv. - Universita J. E. Purkyne v Brne, 1986, 24 p., 1986.
- SUESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. - Denkschr. k. Akad. Wiss. math. naturwiss. Kl., 83, 541-631, Wien 1912.
- THOMPSON, A.B.: Mineral reactions in pelitic rocks: I. Prediction of P-T-X (Fe-Mg) phase relations. - Am. J. Science, 276, 401-424, 1976.
- VAN BREEMEN, O., AFTALION, M., BOWES, D.R., DUDEK, A., MISAR, Z., POVONDRA, P. & VRANA, S.: Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. - Transact. Roy. Soc. Edinburgh: Earth Sci., 73, 89-108, 1982.
- WALDMANN, L.: Das Südende der Thayakuppel. - Jb. Geol. B.-A., 72, 183-204, Wien 1922.
- WALDMANN, L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihre Metamorphose. - Mitt. Geol. Ges. 21, 133-152, Wien 1930.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. - In: F.X.SCHAFFER (Hrsg): Geologie von Österreich, 2. Aufl., 10-104, Deuticke, Wien 1951.