

Arbeitstagung Geol. B.-A.	ISBN 3-900312-81-8	S. 49–62	Wien, September 1991
---------------------------	--------------------	----------	----------------------

3. Moravikum

3.1. Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikums – eine Einführung

Von GÜNTER FRASL

Mit 4 Abbildungen

Es kann als allgemein bekannt vorausgesetzt werden, daß zuerst F.E.SUESS eine "Moravische Zone" vom Moldanubischen Gebirge unterschied (F.E.SUESS 1897, 1903, 1908, 1912, 1926; vgl. auch FRASL in Exk.-Führer 1983), und daß er die zwei großen Moravischen "Kuppeln" oder "Fenster" nach zwei Flüssen benannte: nämlich das zur Gänze in Mähren liegende Schwarza-Fenster (auch Svatka Dome) und das zum größten Teil ins niederösterreichische Waldviertel reichende Thaya-Fenster (= Dyje Dome der neueren tschechischen Literatur), welches bei der Eggenburger Tagung besucht wird. - Der Begriff "Thaya-Kuppel" wurde verschieden verwendet: seit SUESS und WALDMANN steht er für die ganze moravische Gesteinsfolge vom Thayabatholith im Osten bis hinauf zur Bittescher Gneisdecke (einschließlich dieser beiden Körper); bei TOLLMANN (z.B. 1986/2/628) wird dagegen das Moravikum Österreichs wie folgt gegliedert: 1. in die Thaya-Kuppel mit ihrer Hülle, 2. die Pleissing-Decke und 3. die Bittescher-Gneis-Decke. Die SUESS'sche Begriffsfassung besitzt jedenfalls Priorität und wird in diesem Sinne auch hier verwendet, weil die Kuppelform insbesondere durch die breite Heraushebung im Querschnitt Messern-Pernegg-Pulkau besonders deutlich ist, und weil der Ostrand des Thaya-"Fensters" einerseits wegen der Überdeckung durch die tertiären Molassegesteine, andererseits wegen der Störungen entlang der Boskowitz Furche und Diendorfer Störung noch immer in Diskussion ist, sodaß eventuell die Bezeichnung "Halbfenster" eher zutreffen würde.

SUESS sprach auch bereits von einer "Moravischen Überschiebung" der höhermetamorphen ("katzonalen") Moldanubischen Zone mit Ostvergenz über die Moravische Zone mit ihrer schwachen Metamorphose ("epi- bis mesozonal"). Erst später haben sich die heute häufiger gebrauchten tektonischen Begriffe: "Moldanubikum" und "Moravikum" für die beiden Zonen eingebürgert.

Als das typischste Gestein der Moravischen Zone wurde schon von SUESS (z.B. 1926), und auch von L. WALDMANN (z.B. 1930 oder 1951, 1958), der helle Bittescher Gneis bezeichnet, welcher über eine Gesamtlänge von ca. 150 km auffallend gleichmäßig ausgebildet ist. Dessen sanft geschwungene Westgrenze wird seitdem hierzulande einfachheitshalber als Hangendgrenze des Moravikums im Thaya-Fenster gegen das Moldanubikum angenommen.

Schon F.E. SUESS, L. WALDMANN (ab 1924) und K. PRECLIK (1924 und 1926) beschrieben vom Thaya-Fenster die Deckentektonik über dem im Osten strukturell relativ geschont gebliebenen Thayabatholith. SUESS stellte aber auch schon die Äquivalenz dieses Thayabatholiths mit der vorwiegend aus ganz ähnlichen Granitoiden aufgebauten Brünner Masse klar, d.h. mit dem bei

Brünn aufgeschlossenen Teil eines von dort nach Osten unter der Molassezone weitergehenden, größeren Bereiches von jedenfalls vordevonischen Graniten und Dioriten. Thayabatholith und Brünner Masse sind aber entlang eines etwa SSW-NNE verlaufenden Störungsbündels auseinandergerissen und dutzende Kilometer weit sinistral versetzt, nämlich an der postherzynischen Diendorfer Störung (SCHERMANN 1965) und der Boskowitz Furchen, die seit dem Oberkarbon aktiv ist. Beide Granitoidkörper sind da z.T. von einer nach S breiter werdenden Keilscholle voneinander getrennt (Mi in Fig. 2), die nach dem davon sichtbaren Misslitzer Horst benannt wird und dort u.a. Amphibolite, Gneise und granulitische Gesteine zeigt (DUDEK, 1962).

Durch Tiefbohrungen auf Öl, Gas und Kohle kennt man besonders in Mähren inzwischen schon weitgehend das Ausmaß jener vorvariszischen Krustenscholle, deren Granite im Brünner Massiv (Brno Massif), und dann in kleineren Aufschlüssen bei Olmütz (Olomouc) ans Tageslicht kommen. A. DUDEK hat von dort aufgrund der Bohrkernuntersuchung eine sehr instruktive Darstellung über den vordevonischen Kristallinbestand dieser Scholle gegeben (DUDEK 1980) und dabei von einem spätestens cadomisch konsolidierten Krustenstück gesprochen, das er nach Brünn und nach der Weichsel als "Bruno-Vistulikum" bezeichnet (Fig. 1).

Anmerkung: Abgesehen von dem für ein solches kristallines Basement auch verwendeten Namen "Brunnia" wird neuerdings auch von einem "Moravian Terrane" gesprochen (FRANKE 1989; MATTE et al. 1990), was sich aber nicht nur auf das vorvariszische kristalline Grundgebirge bezieht, sondern - mit Rücksicht auf eine angestrebte Gliederung des mitteleuropäischen Variszikums in Terrane - zumindest auch auf das Devon und Unterkarbon im Hangenden des Kristallins (Fig. 2).

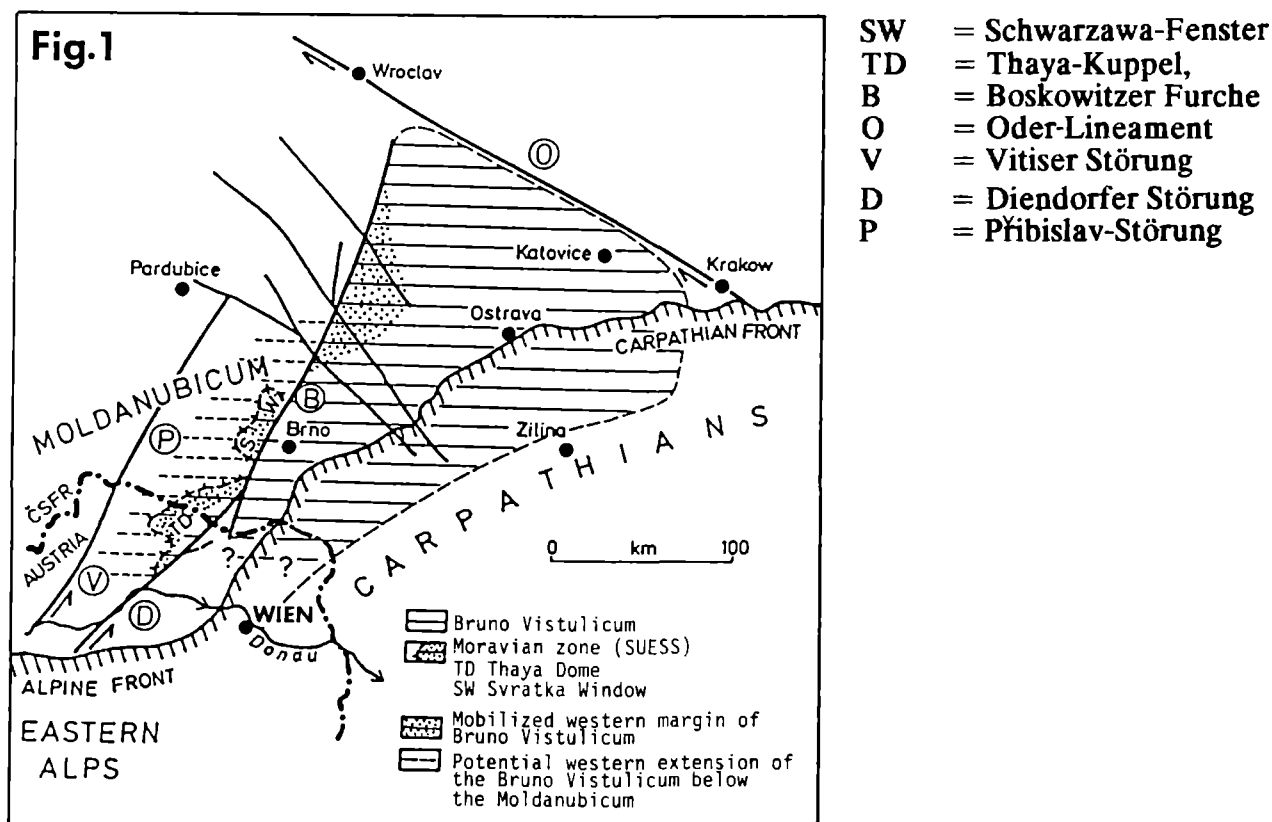


Fig. 1: Das cadomisch konsolidierte Bruno-Vistulikum, das weitgehend von jüngeren Sedimenten verdeckt ist, sowie sein Westrand mit den Moravischen Fenstern (TD und SW) und der vermuteten Fortsetzung unter dem Moldanubikum. - Nach DUDEK 1980 und FINGER et al. 1989.

Vergleicht man das von DUDEK angenommene Ausmaß des Bruno-Vistulikums (Fig. 1) mit der geologischen Karte der Tschechoslowakei 1:500.000 (1967), dann reicht die etwa dreieckige Kristallinscholle des Bruno-Vistulikums von Brünn aus im Untergrund nach Süden bis in den österreichischen Grenzbereich um Laa an der Thaya, dann unter dem Karpatenflysch möglicherweise bis zur Klippenzone, dann weiter im Norden bis in die Nähe von Krakau (Krakow) und Breslau (Wroclav), und schließlich im Westen bis zur Ramsaulinie (Ramsova Fault), der Boskowitz Furche und Diendorfer Störung. Auf der Westseite der letztgenannten Störungszone

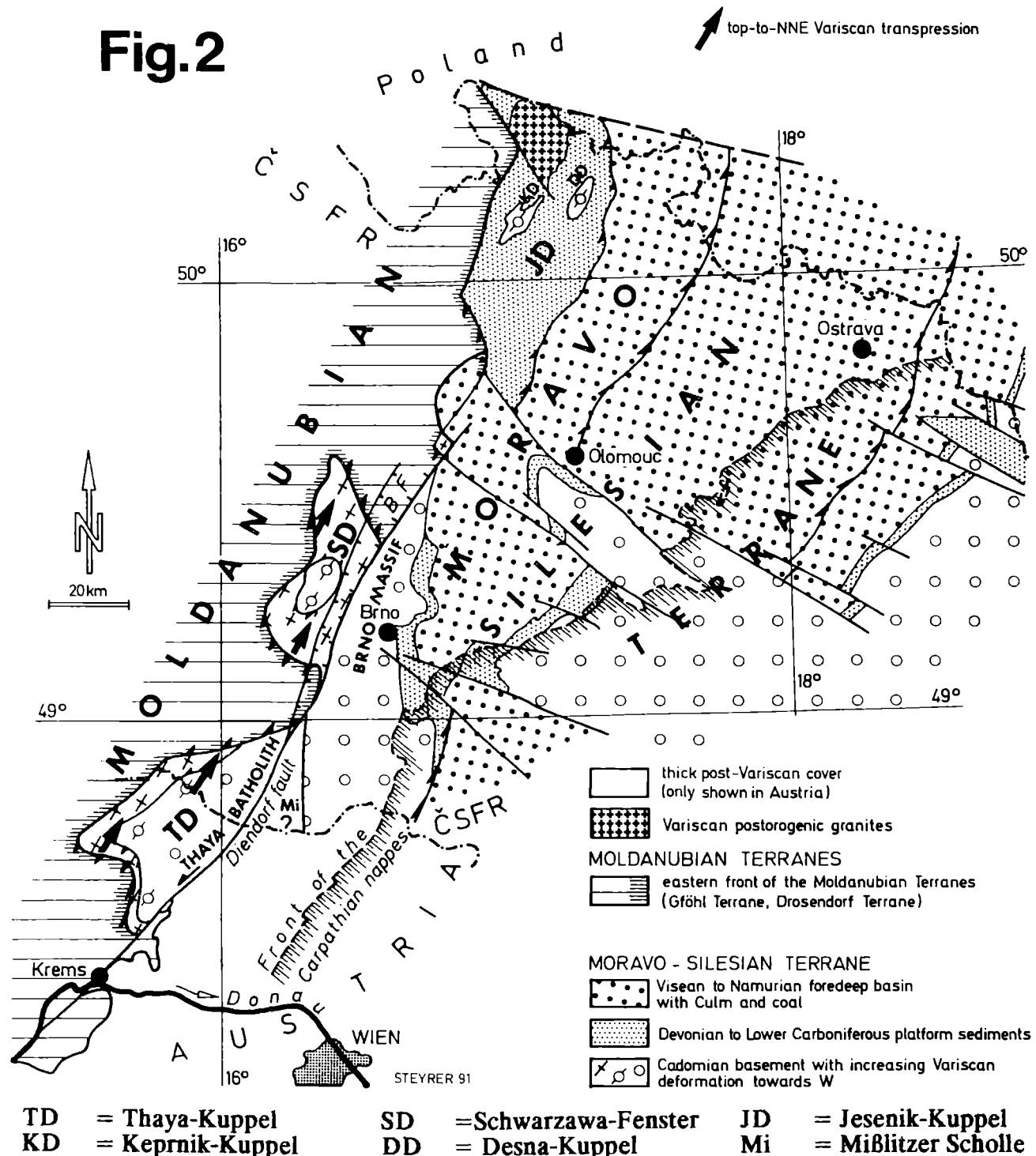


Fig. 2: Die Thaya-Kuppel (TD) als sinistral versetzter Randteil des Bruno-Vistulikums gegenüber dem Moldanubikum (= Moldanubian Terranes) - Vereinfachte Skizze nach MATTE et al. 1990 - Das Bruno-Vistulikum bildet mit seiner Devon- und Karbonüberlagerung das Moravo-Silesische Terran. Darüber ist z.T. die neogene Molasse und Karpatenflysch.

reicht das Material des Bruno-Vistulikums, aber auch noch in das Schwarzawa Fenster und in die Thaya-Kuppel hinein (vgl. Fig. 2), und es gibt geophysikalische Indizien, nach welchen sich dieses Kristallin unter dem Moldanubikum als Unterplatte auch noch bis etwa zur Přebislav Zone und Vitiser Störung fortsetzt. Somit ist das Bruno-Vistulikum nach der Karte der CSFR in Schlesien weitgehend vom mächtigen, gefalteten und auch nach Westen zunehmend metamorphen Devon des Hohen Gesenkes (Jeseník) verdeckt, was etwa dem "Silesikum" bei SUESS entspricht. Hingegen ist die fossilführende kalkige Devonbedeckung des Kristallins bei Brünn verhältnismäßig geringmächtig, und das Kristallin geht dann nach NE großflächig unter jenem Karbon weiter, das als Schlesisches Oberkarbonbecken bis Polen hinüberreicht. Gegen die Karpaten hin reicht das Bruno-Vistulikum inklusive seiner Karbonbedeckung noch ca. 40 km weit unter die Karpatendecken, und schließlich ist auch die -- von den letzteren zum Teil überschobene, zum Teil aber auch dem Flyschrand vorgelagerte -- neogene Molasse eine Bedeckung des Bruno-Vistulikums (Fig. 2).

Über den kristallinen Materialbestand des Bruno-Vistulikums kann man kurz zusammenfassen, daß im NE-Teil, etwa von Olmütz an, Paragneise und Anatexite vorherrschend sind, während im SW-Teil vorvariszische Granitoide angehäuft sind (DUDEK 1980), wie sie auch im Thayabatholith wieder an die Oberfläche kommen.

Nun bietet die Thaya-Kuppel zwar einen guten Überblick über die gegen W hin rasch stärker werdende variszische Deformation und Metamorphose am Rand der im ganzen bereits vorvariszisch versteift gewesenen Bruno-Vistulikums-Scholle. Werfen wir aber zum Vergleich dazu vorher einen Blick auf das "Silesikum" des Niederen und Hohen Gesenkes in der ungefähren Fortsetzung des Moravikums gegen NNE (vgl. SUESS 1926; Geology of Czechoslovakia, Bd.1, 1968; SUK et al. 1984). Das silesische Devon war dort primär in vorwiegend schieferiger Ausbildung mit häufigen spilitisch-keratophyrischen Einlagerungen vorhanden, und es liegt mit seinem Basisquarzit auf einem recht variabel zusammengesetzten Präkambrium auf, nämlich einer westlichen Randpartie des Bruno-Vistulikums, welche im "Desná-Dome" und im "Keprník-Dome" an die heutige Oberfläche herausgehoben ist. Dieses Präkambrium umfaßt außer den hellen Keprník- und Orlik-Gneisen, welche artmäßig weitgehend unserem Bittescher Gneis entsprechen, hauptsächlich Paragneise.

Jedenfalls ist dort die präkambisch-devonische und unterkarbonische Abfolge bei der variszischen Orogenese in bemerkenswerter Weise tektonisiert und regionalmetamorph überprägt worden, und zwar im NW-SE Querprofil mit genereller Ostvergenz des Höheren. Es sind dort relativ steile Überschiebungen und Aufschiebungen im Westen, die gegen Osten in eine erst im Schlesischen Karbonbecken ausklingende Faltung übergehen; dieser von W nach E stark abnehmenden tektonischen Auswirkung der variszischen Orogenese entspricht auch die jeweilige Intensität der Regionalmetamorphose, wie man das am klarsten an der Überprägung des Devons ablesen kann: dieses ist nur im Osten noch fossilführend, und es wird gegen Westen, also gegen den Keprník-Dome zu, immer stärker umkristallisiert, z.B. bis zur Bildung von Granat-Stauroolith-Glimmerschiefern, was also einer mittelgradigen Metamorphose entspricht.

Eine ganz entscheidende Abnahme der Intensität der variszischen Überprägung von W nach E gilt aber im Prinzip auch für den Querschnitt am Westrand des Bruno-Vistulikums, welchen wir in unserer Thaya-Kuppel sehen können. Freilich gibt es gewisse Unterschiede: Im Silesikum hat die von SW her kommende Transpression eher noch den Charakter einer Anpressung oder steilen Aufpressung und die Kruste besteht aus viel Devon und wenig cadomischem Basement. – In der Thaya-Kuppel hat demgegenüber die westlichste und oberste Gneiseinheit, nämlich jene des Bittescher Gneises, eindeutig den Charakter einer flachliegenden, weitspannigen Decke, und in der Thaya-Kuppel sind fast nur präkambrische Gesteine sichtbar, die von der variszischen Orogenese

Offenbar ist nämlich die Thaya-Kuppel an ihrer breitesten Stelle insbesondere im Westen - beim "Messerner Bogen" - am meisten herausgehoben worden ("Pernegger Kulmination", FRASL 1977), denn dort kommen die am meisten aufgeheizten moravischen Granat-Stauroлит-Glimmerschiefer und Kalksilikatschiefer sowie Amphibolitlagen im Bittescher Gneis (mit Andesin bis Labrador und mit Diopsid, sowie selten auch Disthen) an die Oberfläche. Hingegen haben schon SUESS, WALDMANN und PRECLIK treffend konstatiert, daß die Stärke der progressiven Regionalmetamorphose in der Thaya-Kuppel gegen Osten hin, besonders aber gegen das immer schmaler werdende Nord- und Südende hin abnimmt: diese Enden sind also am wenigsten erwärmt und wieder herausgehoben worden. Ganz im Osten, an der Diendorfer Störung, hat A. DUDEK übrigens schon 1960 auf die Transgression des roten Devonkonglomerats E von Znaim über einem Granit des Thayabatholiths hingewiesen. Dieses Devon ist nach der Illit-Kristallinität nur anchimetamorph (J.M. SCHRAMM, frendl.Mitt.)

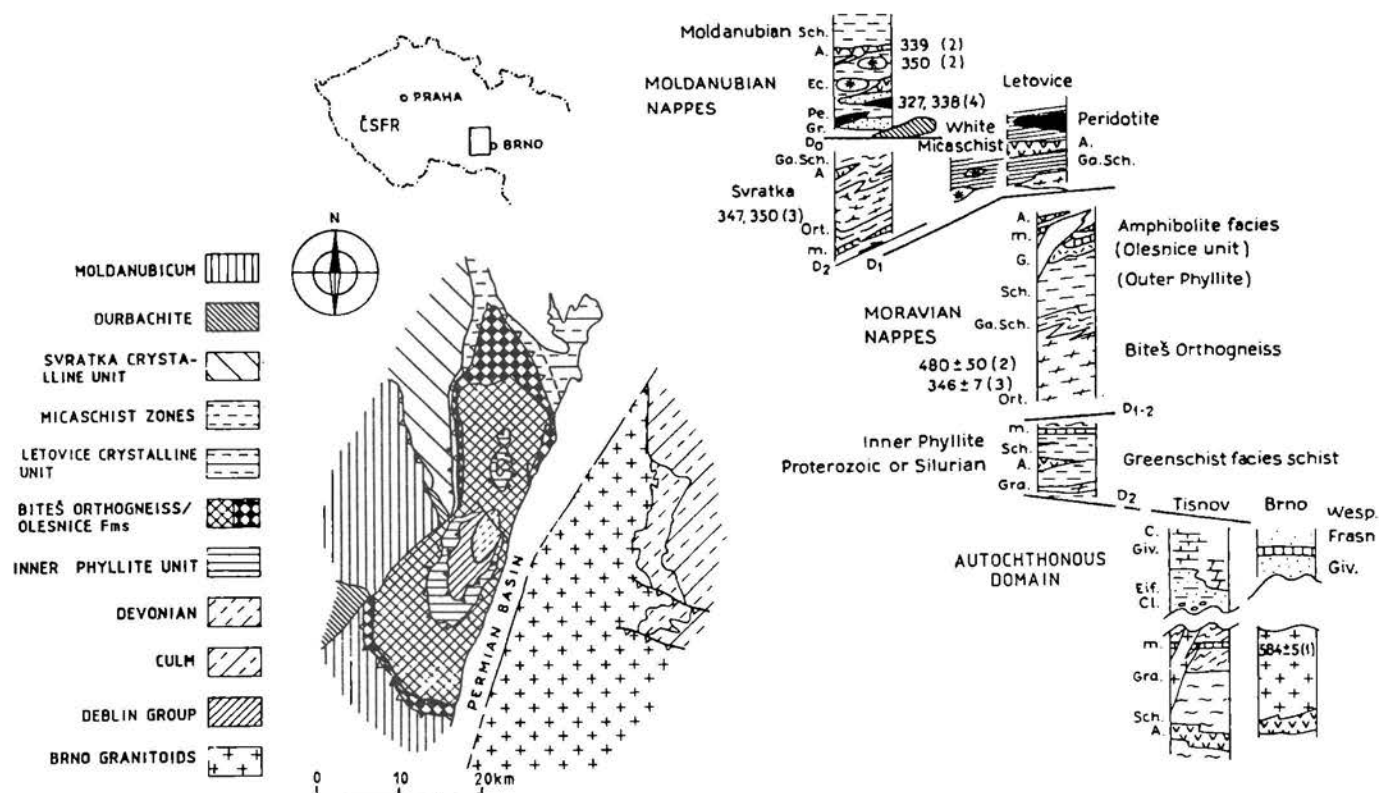
Zur Polymetamorphose: Was soeben als eine gegen den Messerner Bogen hin stärker werdende progressive Metamorphose und damit als Beispiel für die am Westrand der großen Bruno-Vistulikums-Scholle gegen außen hin stark zunehmende variszische Regionalmetamorphose skizziert wurde, ist nur jene Art von Metamorphose, die dominierend in Erscheinung tritt und die HÖCK (1975) genauer beschrieben hat. WALDMANN hat schon 1930/151 in einer Übersicht dargelegt, daß wir auch mit polymetamorphen Gesteinen rechnen müssen, also z.B. mit Anteilen, die schon vorgranitisch metamorph waren und besonders schwer faßbar sind, und dann Anteile mit einer sehr verbreiteten Metamorphose im Kontakthof der (cadomischen) Plutone. Solche Erscheinungen wie auch lokale Anatexite gehören zum "Alten Dach" der Granitoide ("altkristalline Schiefer", WALDMANN 1952/86). In Anlehnung an WALDMANNs Bezeichnung "altmoravische Hauptbewegung" (1930/151) wurde für die soeben angeführten Metamorphoserscheinungen die Bezeichnung "altmoravische Metamorphose (early Moravian M.)" eingeführt (FRASL 1968).

Ebenso sind damals die viel jüngeren und im allgemeinen der variszischen Deckenbildung folgenden, dominierenden regionalmetamorphen Erscheinungen zur "mittelmoravischen Metamorphose" zusammengefaßt worden.

Schließlich folgen spätherzynisch hauptsächlich in breiten Scherstreifen noch die diaphthoritischen Überprägungen der "jungmoravischen (late Moravian) Metamorphose" (FRASL 1968) mit der dafür typischen Chloritisierung, manchmal auch einer sekundären Stülpnomelanbildung und auch mit serizitischen Weißschieferstreifen in den östlichsten Partien des Thayabatholiths.

Übrigens wird hierzulande meist wenig beachtet, daß auch die Granitoide der Brünner Masse stellenweise noch auf Devonkalk überschoben sind, und daß sie offenbar in variszischer Zeit im Allgemeinen auch noch recht deutlich metamorph überprägt wurden (vgl. DUDEK 1980, STELCL & WEISS 1986/239), sodaß die Granodiorite z.B. bei Blansko sogar stark epidotisiert sind. Auch ist in ihnen Prehnit nicht nur als Kluftmineral vorhanden, sondern dieser tritt gegen E hin noch weit verbreitet auch in Form von winzigen Linsen im Biotit der Granitoide auf. Derartige Linsen mit Pumpellyit, Prehnit oder auch Zeolith konnten sich z.B. bei der Chloritisierung von Biotit bilden (Zeolithfazies).

Zur Charakteristik des Westrandes des Bruno-Vistulikums gehört aber auch der Hinweis auf die maximal grünschieferfazielle Regionalmetamorphose des Moravikums, welches im Schwarzawa-Fenster auftaucht. Hier ist die Metamorphose also wesentlich weniger stark als im Thaya-Fenster oder im Silesikum. In der tektonisch tiefsten Einheit des Schwarzawa-Fensters ist der Devonkalk sogar stellenweise noch fossilführend. Deshalb wurde auch die Deckenüberschiebung über Devon im Schwarzawa-Fenster schon von SUESS erkannt, und das diente in vielem als Muster für die stratigraphisch-tektonische Gliederung im Thaya-Fenster. Der Deckenbau wurde dann im Schwarzawa-Fenster erst von JAROS und MISAŘ (1964) wieder anerkannt und die dabei aufgestellte Grundgliederung in bestimmte tektonische Einheiten wurde auch in der jüngsten tektonischen Studie über das Schwarzawa-Fenster und seine Umgebung (SCHULMANN et al.



Sketch map of principal constitutive units of the eastern margin of the Bohemian massif. Columns at right of the figure show their lithotectonic content and principal boundaries.

Explanations to lithological columns: A – amphibolite, Sch – schist, Gra – granite, m – marble, CL – clastics, C – carbonates, Ort – orthogneiss, Ga. Sch. – garnet micaschist, G – gabbro, Pe – peridotite, Ec – eclogite, Gr – granulite.

Geochronological data: 339(2) – VAN BREEMEN et al. (1982); 327(3) – BRUECKNER, H. K. et al. (1989); 346(4) – MALUSKI. – In: Matte et al. (1990).

Fig. 4: Das Schwarzawa-Fenster - aus SCHULMANN et al. 1991

1991) weitgehend beibehalten. In dieser Arbeit von SCHULMANN wurde übrigens der Begriff Schwarzawa-Fenster vermieden. In der auf der hiesigen Fig. 4 wiedergegebenen Kartenskizze aus SCHULMANN (1991) ist aber das Ausmaß des Schwarzawa-Fensters im Sinne von SUESS leicht wiederzuerkennen durch die folgende Signaturengruppe in der Legende: Deblin Group bis einschließlich Olešnice Formation. In den Säulenprofilen entsprechen dem Fensterinhalt die folgenden Teile: Autochthonous Domain und Moravian Nappes.

Schon SUESS hat bereits auf die für eine solche Entfernung überraschend gute Deckenübereinstimmung hingewiesen. Deshalb werden im folgenden die Einheiten der beiden Fenster bis zu einem gewissen Grad gemeinsam besprochen oder miteinander verglichen, weil nämlich die Erfahrungen aus dem anderen, etwa in der streichenden Fortsetzung befindlichen Bildungsraum oft wertvolle Anregungen für eine genetische Auffassung im Vergleichsraum bietet. Außerdem gibt es für das Schwarzawa-Fenster jetzt die inhaltsreiche Zusammenfassung von SCHULMANN et al. (1991), welche auch weit über ihren strukturellen Schwerpunkt hinaus zum Vergleich einlädt. Deshalb wurde das dortige Übersichtskärtchen mit den Säulenprofilen der verschiedenen Einheiten hier auf Fig. 4 reproduziert, während die seit Jahrzehnten im Prinzip gleichgebliebene Grundgliederung der Einheiten im Thaya-Fenster von unten nach oben in

- 1.) den Thaya-Batholith samt parautochthoner Hülle,
- 2.) in die Pleissing-Decke (Orthogneise mit Hülle) und
- 3.) die Bittescher Gneis-Decke

aus den früheren Exkursionsführern und insbesondere aus den kurzen Zusammenfassungen in den Sammelbänden zur Geologie von Österreich (MATURA, im Geologischen Aufbau von Österreich

1980; A. TOLLMANN in Geologie von Österreich 1985) so bekannt sein sollte, daß sie hier nicht wiederholt wird. Warum übrigens in der geologischen Orientierungsskizze der Thaya-Kuppel auf Fig. 3 zwar die Orthogneiskörper der Pleissing-Decke sowie jener des Bittescher Gneises herausgehoben wurden gegenüber der anschließenden Schieferhülle, jedoch nicht wie üblich auch die Deckengrenzen stets an der jeweiligen Liegendgrenze, also auf der Ostseite dieser Gneiskörper durch Zahnlinien eingetragen wurden, sei vorläufig damit begründet, daß den Gneiskörpern als Deckenkerne im allgemeinen auch an der heutigen Liegendgrenzfläche eine primäre Hülle anhaftet, deren Abtrennung gegenüber der Hangendhülle des nächsten Deckenkernes höchst problematisch ist. Man kann sich da im Prinzip zusammengeklappte Mulden vorstellen, deren interne Hauptbewegungsflächen insbesondere dann kaum zu orten sind, wenn der Muldeninhalt keine nachprüfbare Altersgliederung hat, auch keine markanten Leithorizonte, wohl aber eine kräftige Tektonisierung und vermutlich Scherstreifen, Schuppung, Duplexbildung etc.

Generell kann von dem im wesentlichen vermutlichen cadomischen Ausgangsmaterial der drei Gneis-Kernkörper folgende einfachste Übersicht gegeben werden: Nur der Thaya-Batholith (vgl. die Haltepunkte 4, 16, 17) und der Bittscher Gneis (HP. 14, 26) sind fast ausschließlich aus sauren Granitoiden aufgebaut. Der Gneiskern der Pleissing-Decke ist hingegen aus Zweiglimmergneisen (HP. 19) bis dunklen granodioritischen bis tonalitischen Gneisen (HP. 14) aufgebaut, welche auch z.B. in zwei oder drei langgestreckten Gneiszügen nebeneinander auftreten können. Zwischen ihnen sind oft die stark ausgewalzten Reste ihres Alten Daches eingeschichtet. Auf die chemischen Gemeinsamkeiten dieser Gneise, welche von der altbekannten Natriumbetonung bis zum Spektrum der Spurenelemente reichen, wurde in FRASL et al. (1989) sowie in BERNROIDER (1989) hingewiesen. Danach stimmt dieser Sippencharakter auch mit jenem des aufgeschlossenen Brünner Massivs (ŠTELCL & WEISS 1986) und dessen Fortsetzung bis unter den Karpatenflysch (DUDEK 1980) gut überein. Dieser Chemismus unterscheidet sich generell in auffälliger Weise von jenem der herzynischen Granitoidmassen des Moldanubikums.

Übrigens werden auch die stark kataklastischen Schwarzawa (Syratka)-Granitoide im tiefsten Kern innerhalb des Schwarzawa-Fensters (sie sind auf Fig. 4 in der Kartenausscheidung "Deblin Group" inkludiert) als Fortsetzung der Brünner Granite aufgefaßt. Sie bilden dort einen Teil der "Autochthonen Einheit", deren Stoffbestand im "Tišnov-Fenster" sichtbar ist (vgl. die Säulenprofile unter dem Wort Tisnov).

Zum "Alten Dach" der Granitoidkörper: In der Brünner Masse (ŠTELCL) ist von einem Alten Dach wenig zu sehen, am ehesten kleine Vorkommen von injizierten Kalksilikathornfelsen. Am Westrand des Thayabatholiths sind solche ebenfalls vorhanden, jedoch zunehmend deformiert (HP. 4). In der Beschreibung des HP. 4 kann aber auch auf die durch weitere Kalksilikathornfelschiefer markierten Zusammenhänge mit höheren Gneisdecken hingewiesen werden, und zwar einschließlich der Bittescher Gneise mit ihren Fugnitzer Kalksilikatschiefern. WALDMANN erkannte übrigens schon 1924, daß solche Kalksilikatschiefer auch die tektonisch höheren Gneiskörper im unmittelbaren Hangenden und Liegenden begleiten und damit wichtige Indikatoren für eine Verwandtschaft der Hüllen dieser Orthogneiskörper darstellen.

Die mächtige Hüllgesteinsserie des Thaya-Batholiths, die sich an ihn im Westen anschließt und bis hinauf zu den Gneisen der Pleissing-Decke erstreckt, wurde als Glimmerschiefer-Quarzit-Serie (HÖCK und VETTERS 1977) oder neuerdings als Therasburg-Formation (HÖCK, Exkursionstext für 1990) bezeichnet. Besonders, SUESS, WALDMANN, PRECLIK, FRASL und WACHTL erkannten in diesem Schieferhüllstreifen die von der Thaya nach Süden bis in die Gegend W von Maissau verfolgbare große Verbreitung des ehemaligen Injektionskontaktes, sowie die verbreitete Turmalinisierung und auch das Vorkommen von Pseudomorphosen nach Cordierit in mehreren Querschnitten dieser Hüllgesteinsserie. Deshalb wird die Hülle in dieser Mulde im wesentlichen

als "Altes Dach" des Thaya-Batholiths angesehen. Die Vorstellung, daß hier demgegenüber alle nicht injizierten Schiefer als eine nachgranitische Gruppe aufgefaßt werden können, ist aufzugeben, denn auch ein Injektionshof hört in einer älteren sedimentären oder regionalmetamorphen Hülle irgendwo auf, aber das betrifft eher die westliche, tektonisch höhere Pernegger Schiefermulde. Eine nachgranitische Schieferhülle konnte bisher in der Moravischen Zone Österreichs nur im Bereich S vom Manhartsberg auf etwa 5km Länge erkannt werden, wo der Thaya-Batholith nach Süden hin abtaucht. Nach ersten Hinweisen von SUESS und WALDMANN wurde da eine nachgranitische, also altpaläozoische Olbersdorfer Serie (oder Olbersdorfer Gruppe) von FRASL (1974) beschrieben (HP. 12). Diese, sehr schwach aufgewärmte, vermutlich altpaläozoische Quarzit-Schiefer-Split-Folge mit ihren geringmächtigen kalkigen Lagen ist wesentlich unscheinbarer als das bekannte fossilführende Devon von Tišnov im Kerngebiet der Schwarzawa-Kuppel, wo die Karbonatgesteine mitsamt der klastischen (quarzitischen) Basalserie schon seit langem zum autochthonen Bereich gerechnet wurden. – Auf einem kleinen Rest von rotem, klastischen Devon E von Znaim wurde auch schon oben hingewiesen, welcher auf dem Granit des Thayaplutons transgressiv aufliegt (DUDEK 1960).

Die Olbersdorfer Gruppe ist jedenfalls ebenso wie das Devon bei Tišnov noch von Orthogneisen überfahren, die hier zur Pleissing-Decke gerechnet werden können. Dabei sind aber zwischen der Olbersdorfer Gruppe und den genannten Orthogneisen noch andere Hüllschiefer eingeklemmt, die wohl am ehesten der Therasburger Formation zugerechnet werden können. In diesem Fall kann man also wirklich eine Überschiebungsfläche (Schuppen- oder Deckengrenze) fordern, die aber innerhalb der Schieferhülle liegt und nicht an einer Gneisgrenze, und daher ist sie schwer zu orten. Die tektonisch höhere Schiefergruppe dürfte wegen der zunehmenden, reliktsch erhaltenen Kontakterscheinungen bereits zum ehemaligen Hof der höheren Orthogneise zu stellen sein, was aber wegen der variszischen Verschieferung und der schlechten Aufschlüsse nicht direkt nachzuweisen ist. Eine entsprechende Schubfläche unter einer derartigen (?) inversen Liegendserie der Pleissing-Einheit verliert sich schon ca. 3km NW von HP 12 in der nach Norden breiter werdenden Schiefermulde, weil da Bewegungen in den verschiedensten Niveaus oder eigentlich in der ganzen Hülle stattgefunden haben. Eine so überzeugende Hauptüberschiebungsfläche, wie sie z.B. im Schwarzawa-Fenster unmittelbar über dem Devonkalk als Grenze gegenüber der Gruppe der inneren Phyllite und damit gegenüber dem Allochthon – bezeichnet werden kann, fehlt meiner Ansicht nach im Thaya-Fenster, sodaß Autoren bei einer Eintragung einer Grenze zwischen Autochthon und Allochthon in eine Übersichtskarte große Freiheiten bleiben. Auf österreichischem Gebiet besteht kein Kontrast zwischen dem Autochthon und dem Allochthon, und daher ist weder stofflich, noch nach der Deformation, oder durch einen Metamorphosesprung ein Anlaß gegeben, bloß ein autochthones Gebiet zum Bruno-Vistulikum zu rechnen, und das Allochthon wie in der Schwarzawakuppel einem anderen Terran zuzurechnen, welches SCHULMANN et al. (1991) als Ausgangsmaterial für die zwei auf Fig. 4 unterschiedenen "Moravischen Decken" annehmen.

Zu unserer Pleißing-Decke gehören mehrere Orthogneiszüge. Wegen der wechselhaften Verbreitung der verschiedenen Granitoidtypen in diesen Zügen könnte man an etliche kleinere Plutone mit ihrem Alten Dach denken, die hier bei der variszischen Transpression enorm in die Länge gestreckt und etwas nach E herausgehoben wurden. Auf das injizierte Dach, welches zwischen zwei solchen Gneiszügen im Ort Weitersfeld aufgeschlossen ist, hat schon WALDMANN hingewiesen, und ein ähnlicher Hinweis kam bei Buttendorf (HP 14) von REINHOLD (1910 und 1914). Schon WALDMANN kannte genügend Reste von primären Zusammenhängen zwischen Orthogneis und Hülle, als er 1950 die Bezeichnung "Pleissinger Bewegungsmasse" wählte, in welcher er die gestreckten Orthogneiskörper mit deren oft westlich und auch östlich noch anliegender primärer Hülle verbindet. Er war sich bewußt, daß Hauptbewegungsflächen eher versteckt in den Schiefermulden liegen, und nicht ausgerechnet an den leicht kartierbaren Orthogneisgrenzen.

Die mächtige Paraserie westlich der Pleissing-Orthogneise bis hinauf zum Bittescher-Gneiskörper hat einen etwas anderen Charakter als jene östlich davon. Außer über die Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer haben SUESS und WALDMANN über moravische Kalke geschrieben, und haben die letzteren neben die sicheren Devonkalke im autochthonen Kerngebiet des Schwarzawa-Fensters gestellt, was nicht aufrecht zu erhalten ist. Eher kann man sie mit den Marmorbändern in der Serie der sogenannten Inneren Phyllite vergleichen, die in Fig. 4 rechts schon zu den Mährischen Decken gerechnet werden. WALDMANN hat außerdem selbst schon 1921 darüber berichtet, daß solche Marmore im Liegenden des Bittescher Gneises in die Fugnitzer Kalksilikatschiefer übergehen und diese wiederum zum ursprünglich injizierten Kontakthof des Bittescher Gneiskörpers gehören (E von Schönberg am Kamp), und daher müssen die ursprünglichen Mergel mit den zugehörigen Kalklagen auch älter sein als der Gneis.

In beiden Fenstern gibt es - für jedermann überzeugend in Deckenform - die Bittescher Gneise. Im Schwarzawa-Fenster wurden sie bereits in frühen Arbeiten von SUESS mit den beiderseits begleitenden "Inneren" und "Äußeren Phylliten" zu einer Einheit zusammengefaßt, von welcher JAROŠ & MISAŘ (1974, S.75) wiederholen, daß die Bittescher Gneise mit diesen beiden Hüllserien im Intrusivkontakt stehen. Neuerdings gliedern SCHULMANN et al. (1991) dieses Ensemble in zwei "Moravische Decken": unten nehmen sie eine "Decke der Inneren Phyllite" an, in denen es aber auch Einlagerungen von kataklastischem Granit, Metabasiten, Marmor und Quarzit gibt (Proterozoikum oder Silur?). Zur "Bittescher Orthogneis-Decke", die darüber folgt, wurde dabei auch noch die hangende "Olešnicer-Formation" gerechnet, die gegenüber dem alten Namen "Äußere Phyllite" umbenannt wurde, denn de facto handelt es sich um mittelgradig metamorphe Gesteine, wie etwa Biotit- und Hornblendegneise, Tremolitmarmore sowie Granatamphibolithe und Stauroolith-Granat-Glimmerschiefer. Erst darüber kommt das noch höher metamorphe Moldanubikum, beginnend mit weißen Glimmerschiefern.

Wie sieht es nun mit der Fortsetzung dieser "Moravischen Decken" in der Thaya-Kuppel und besonders in deren österreichischen Anteil aus? Die offizielle Grenze zwischen Moravikum und Moldanubikum wird seit den frühen Arbeiten von F.E. SUESS streng an die Oberfläche des Bittescher Gneises gebunden, sodaß die im Hangenden daran anschließende Glimmerschieferzone ins Moldanubikum gestellt wird. - Jenseits der tschechischen Grenze wies jedoch schon DUDEK (1962) auf einen primären Intrusionsverband mit den im Hangenden des Bittescher Gneises folgenden und im Thayatal ca. 2 km breiten "Äußeren Phylliten" (= Vranov-Olešnicer Serie) hin, deren Zusammensetzung und Metamorphose etwa der Olešnicer Serie in den hangendsten Teile der Schwarzawa-Kuppel entspricht. Erst über dieser käme auch beim Thayatal eine sogenannte Glimmerschieferzone.

Nun habe ich schon 1970 auch für das österreichische Gebiet die Lage einer so fundamentalen Grenzfläche zwischen Moldanubikum und Moravikum genau an der Hangendgrenze des Bittescher Gneises in Frage gestellt, auch wenn die Gneisgrenze selbst noch so leicht und exakt zu kartieren ist, und zugleich in sanften Bögen über die Übersichtskarte läuft.

Einmal ist im Messerner Bogen (bei der Pernegger Queraufwölbung) die progressive Regionalmetamorphose der Bittescher Gneise und auch der Paragesteine in deren Liegenden schon so hoch -- nämlich weit in der Amphibolitfazies -- ,daß es an der genannten Grenzfläche selbst keinen Metamorphosehiatus gegenüber einem höher metamorphen Moldanubikum gibt. Dann streichen z.B. gleich aussehende Glimmerschiefer, Muskowitgneise, Tremolitmarmore und Granatamphibolithe der Olešnicer Serie aus der ČSFR als Komponenten unserer Glimmerschieferserie und Bunten Serie nach Süden weiter. - Auch ein Hinweis auf diverse Übereinstimmungen der Bittescher Gneise mit den Dobragneisen z.B. bezüglich Material und basischen Lagen und auch auf eine Lagesymmetrie beiderseits der mächtigen Bunten Serie und der diese überlagernden Gföhler Gneise ist nur von A. MATURA (1976) positiv aufgegriffen worden

(TOLLMANN 1985/628). Als weiteres Indiz für die Idee, daß doch wohl zum Bittescher Gneis zumindest Rudimente des zugehörigen Alten Daches auch im Hangenden gehören würden, muß darauf kurz hingewiesen werden, daß BERNROIDER im Aufnahmebericht 1989 ein erstes Vorkommen von Kalksilikatschiefern im unmittelbaren Hangenden des Bittescher Gneises nahe der tschechischen Grenze erwähnt, welche er mit den Fugnitzer Kalksilikatschiefern im Inneren wie auch im Liegendkontakt des Bittescher Gneises vergleicht. - Bei der Beschreibung zu H.P 14 habe ich außerdem darauf hinweisen können, daß es spezielle Flatschen-Glimmerschiefer im unmittelbaren Hangenden des Bittescher Gneises gibt, ebenso in z.T. mächtigen Einlagerungen in ihm (Raßn), aber auch in seinem Liegenden, nämlich mehrmals in Verbindung mit den Buttendorfer tonalitischen Gneisen der Pleissing-Decke, und daß solche Flatschen-Glimmerschiefer vermutlich auf ehemalige Knoten und Fleckenschiefer im ehemaligen Kontaktbereich der Gneisedukte zurückzuführen sind.

Und schließlich sehen sich auch die typisch moravischen, biotithaltigen Marmore im Liegenden des Bittescher Gneises im Mödringtal südlich von Pernegg und andererseits die stets dem Moldanubikum zugerechneten feinkristallinen Marmore am Eingang ins Loibsbachtal am Westende von Langenlois so sehr gleich, daß A. MATURA (briefl.Mitt.) mich schon lange auf die frappante Übereinstimmung hinwies. Die letzteren liegen aber etwa spiegelbildlich zu den ersteren, nämlich im Hangenden der südlichsten Vorkommen von Bittescher Gneis.

Wo könnte nun eine Sutur zwischen dem moldanubischen Terrangebiet einerseits und andererseits dem Moravo-Silesischen Terrangebiet (und damit also dem Rand des Bruno-Vistulikums) liegen? Es gibt eine locker besetzte Kette von kleinen Serpentinvorkommen wie z.B. in Freischling und S von Stockern in unserer "moldanubischen" Glimmerschieferzone, welche noch am ehesten auf eine solche Sutur zurückgehen dürfte. Die Serpentinlinsen stecken dort in einer enorm deformierten Glimmerschiefer-Paragneis-Serie mit Marmorfetzen, Amphiboliten etc... So eine Linie liegt also nahe über den Bittescher Gneisen der Thaya-Kuppel, wie auch in weitgehend entsprechender Weise über der Schwarzwawa-Kuppel (z.B. nahe von Pernstein). Unter dem Bittescher Gneis gibt es nichts damit vergleichbares, und deshalb -- aber auch wegen der internen Übereinstimmungen und Zusammenhänge -- rechne ich auch die Bittescher Gneise samt ihrem Alten Dach zum Bruno-Vistulicum.

Noch etwas könnte da auf die Nähe zu einer solchen moldanubisch-moravischen Sutur hinweisen: In beiden großen Fenstern sind regelmäßig auf der Westseite in die Bittescher Gneise zahllose amphibolitische Lagen eingeschichtet, die am ehesten auf ehemalige Lamprophyre zurückgeführt werden können (F.E. SUESS, WALDMANN, FRASL 1989 - non FRASL 1970). Die Entstehung solcher Gangscharen wäre beim Rifting am Rand der späteren Sutur als Füllung begleitender Scherrißsysteme gut zu verstehen, wobei derzeit noch offen bleibt, ob die Gangbildung und auch die angenommene Sutur frühvariszisch oder auch schon cadomisch einzustufen wäre.

Noch ein Nachwort zur Großtektonik: Die vom Kern gegen den Westrand des Bruno-Vistulikums zunehmende und bis hin zur Formung der extrem ausgewalzten Bittescher Gneisdecke gehende Deformation wurde seit SUESS jahrzehntelang bloß als Folge einer ostvergenten Überschiebung des Moldanubikums über das Moravikum angesehen. Dabei wurden z.B. die biotitreichen Streckungslineale im Bittescher Gneis konsequent als B-Achsen gedeutet. Als erster hat ROETZEL (1979) in einer leider nicht publizierten Arbeit aufgrund von Untersuchungen auf Blatt Horn gezeigt, daß es sich dabei im wesentlichen um Streckungsachsen in der Bewegungsrichtung (Höheres etwa gegen NNE) handelt. Heute ist dieses Umdenken, nämlich auf eine generelle Bewegung des Höheren etwa gegen N bereits Selbstverständlichkeit, sowohl in der Thayakuppel als auch in der Schwarzwawakuppel. Auch die Überschiebung ist demnach von sekundärer Bedeutung gegenüber dem (variszischen) transpressiven Längstransport am Westrand des Moravo-Silesischen Terranes mit seinem Bruno-Vistulischen Basement. Bei dieser Transpression wurde eigentlich im ganzen Bereich der Thayakuppel eine Scherzone gebildet, die im breitesten Anschnitt der Thaya-

Kuppel von Messern bis mindestens nach Zellerndorf, also auf ca. 30km Breite aufgeschlossen ist, und in der die Deformation gegen E hin abnimmt.

Gegenüber dieser beachtlichen Rechtsseitenverschiebung im Unterkarbon nimmt sich die postvariszische gegenläufige, nämlich sinistrale Bewegung an der Diendorfer und Boskowitz Störung ganz bescheiden aus. - Im übrigen haben sich bei der Transpression auch laterale Rampen gebildet. Zuerst haben dies FRITZ & STEYRER (1990) bei den Bittescher Gneisen auf Blatt Horn beschrieben, und nun nehmen auch SCHULMANN et al. (1991/S.90) einen "early lateral dextral ramp effect" über dem Autochthon im Bereich der Schwarza-Kuppel an. Man sollte aber bei derartigen Kuppeln auch zumindest an eine Mitwirkung eines Aufbeulungsvorganges denken, so ähnlich wie im Tauernfenster. Man könnte auch hier an eine entlastende "pull-apart-structure" in der moldanubischen Oberplatte denken, also in jener tektonischen Überlagerung, die vorher durch ihre mitgebrachte Wärme wesentlich an der inversen Regionalmetamorphose in beiden Kuppeln beteiligt war (FRASL 1970 für die Thaya-Kuppel; SCHULMANN et al. 1991 für die Schwarza-Kuppel).

Das Kerngebiet des Bruno-Vistulikums war bei der variszischen Orogenese in Mitteleuropa offenbar ein relativ steifer Bereich, eine vorvariszisch konsolidierte Scholle, ähnlich dem auch schon cadomisch (= panafrikanisch) versteiften "Cadomian Terrane" in der Bretagne. Ob aber das Bruno-Vistulikum vor der variszischen Orogenese selbst ein relativ junger Randteil der Fennosarmatischen Platte war, wie DUDEK, SUK, ŠTELCL und andere schrieben (auch FRASL et al. 1989), ist fraglich. Als ein Argument dafür könnte man die Rotliegendebildung des Brünner Devons heranziehen. Andererseits könnte das Bruno-Vistulikum auch eine Randscholle von Gondwana gewesen sein, womit sich die cadomischen = "panafrikanischen" Granitoide der Thaya-Kuppel und auch der Brünner Masse besser vergleichen lassen. -- Im hier streiflichtartig in seinem Milieu skizzierten Moravikum der Thaya-Kuppel gibt es jedenfalls noch etliche Probleme zu lösen.

Literatur

- BERNROIDER, M.: Zur Geologie und Petrographie moravischer Gesteine im Gebiet NW Weitersfeld, Niederösterreich. - Jb. Geol. B.-A., 132, 349-373, Wien 1989.
- BERNROIDER, M.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen im Moravikum, Blatt 8, Geras. - Jb. Geol. B.-A. 131, S 401, Wien 1988.
- DUDEK, A.: Kristallinische Schiefer und Devon östlich von Znojmo (Znaim). - Sbor. Ustr. Ust. Geol., Odd. geol. XXVI-1959, 101-142, Praha 1960.
- DUDEK, A.: Zum Problem der moldanubischen Überschiebung im Nordteil der Thaya-Kuppel. - Geologie, Jg. 11, H.7., 757-791, Berlin 1962.
- DUDEK, A.: The crystalline basement block of the Outer Carpathians in Moravia: Bruno-Vistulicum. - Rozpr. Čs. Acad. Věd. R. mat. přír. Věd., 90, 8, 1-85, Praha 1980.
- FINGER, F., FRASL, G., HÖCK, V. und STEYRER, H.P.: The Granitoids of the Moravian Zone in Northeast Austria: Products of a Cadomian Active Continental Margin? - Precambrian Res., 45 (1989), 235-245, Amsterdam 1989.
- FRANKE, W.: Tectonostratigraphic Units in the Variscan Belt of Central Europe. - Geol. Soc. Am. Spec. Paper, 280, 1989.
- FRASL, G.: The Bohemian Massif in Austria - The Moravian Zone. - Int. Geol. Conf. 23. Session Prague 1968, Guide to Exc. 32C, Geol. B.-A., 13-24, Wien 1968.

- FRASL, G.: Zur Metamorphose und Abgrenzung der Moravischen Zone im niederösterreichischen Waldviertel. - Nachr. Deutsch. Geol. Ges., 2, 55-61, Tübingen 1970.
- FRASL, G.: Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil - Verh. Geol. B.-A., 1974, Wien 1974.
- FRASL, G.: Einführung in die Geologie der Moravischen Zone. - Exk.Führer "Eggenburg" der Österr. Geol. Ges., Nr.1, 4-19, Wien 1983.
- FRASL, G.: Zur Entstehung der Moravischen Zone - Vortragskurzfassung, verteilt bei der kristallingeologischen Tagung am Arsenal, Wien, Juni 1989.
- FRASL, G., HÖCK, V. and FINGER, F.: The Moravian Zone in Austria. - In: Field Guide Bohemian Massif, Intern. Conf. on Paleozoic Orogens in Central Europe, 127-142. Göttingen 1990.
- FRITZ, H. und STEYRER, H.P.: Die Moldanubische Überschiebung. - TSK III, 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie und Kristallingeologie im deutschsprachigen Raum, Graz, 253-256, Graz 1990.
- FUCHS, G. und MATURA, A.: Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. - Jb. Geol. B.-A. 119, 1-43, Wien 1976.
- Geological map of Czechoslovakia 1:500.000. - Ústř.úst. geol., Praha 1967.
- HÖCK, V.: Mineralzonen in Metapeliten und Metapsammiten der Moravischen Zone in Niederösterreich. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 66-67 (1973-1974), 49-60, Wien 1975.
- JAROŠ, J. und MISAŘ, Z.: Deckenbau der Svratka-Kuppel und seine Bedeutung für das geodynamische Modell der Böhmisches Masse. - Sbor. geol. Věd., Geologie, 69-82. Prag 1974.
- MATTE, Ph., MALUSKI, H., RAJLICH, P. & FRANKE, W.: Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large scale Variscan shearing.- Tectonophysics, 177,151-170, Amsterdam 1990.
- MATURA, A.: Hypothesen zum Bau und zur geologischen Geschichte des Grundgebirges von Südwestmähren und dem niederösterreichischen Waldviertel. - Jb. Geol. B.-A., 119, 63-74, Wien 1976.
- MATURA, A.: Die Moravische Zone.- In: Geologischer Aufbau von Österreich, (ed. R. Oberhauser) Geol. B.-A. Wien, 1980.
- PRECLIK, K.: Zur Analyse des moravischen Faltenwurfs im Thayatal. - Verh. Geol. B.-A., 180-192, Wien 1924.
- PRECLIK, K.: Die Moravische Phyllitzzone im Thayatale. - Sbor. Geol. Ustav. csl. rep., 6, 221-274, Wien 1926.
- PRECLIK, K.: Zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der moravischen Erstarrungsgesteine. - Tscherm. Min. Petrogr. Mitt. 45, 1934.
- PRECLIK, K.: Das Nordende des Thayabatholithen. - Sbor. Geol. Ústav., 12, 34-61, Praha 1937.
- REINHOLD, F.: Das Gebiet östlich des Kamptales (Das niederösterreichische Waldviertel Nr. 3). - Tscherm. Min. Petr. Mitt., 32, 1914.
- SCHERMANN, O.: Über Horizontalverschiebungen am Ostrand der Böhmisches Masse. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 16, 89-103, Wien 1965.

- SCHULMANN, K.: Fabric and kinematic study of the Bites orthogneiss (southwestern Moravia): Result of large-scale northeastward shearing parallel to the Moldanubium/Moravian boundary. - Tectonophysics, 177, 229-244, Amsterdam 1990.
- SCHULMANN, K., LEDRU, P., AUTRAN, A., MELKA, R., LARDEAUX, J.M., URBAN, M., LOBKOWICZ, M.: Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation. - Geol. Rundschau 80/1, 73-92.
- ŠTELCL, J., WEISS, J.: Brněnský masiv. - Universita J.E. PURKYNE v BRNE, 255 S., 1986.
- SUESS, F.E.: Der Bau des Gneisgebietes von Namiest und Groß-Bittesch in Mähren. - Jahrb. Geol. RA, S.505, Wien 1897.
- SUESS, F.E.: Bau und Bild der Böhmisches Masse. - Wien, Leipzig 1903.
- SUESS, F.E.: Die moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenke. - Denkschr. Akad. Wiss. mathem.-naturwiss. Kl., 88, 541-631, Wien 1912.
- SUESS, F.E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. - Borntraeger Berlin, 268 S., Berlin 1926.
- SUK, M. et al.: Geological history of the territory of the Czech Socialistic Republik. - Geol. Survey Prag, 399 S., Prag 1984.
- TOLLMANN, A.: Moravikum, in: Geologie von Österreich, Band 2, Deuticke Verlag Wien 1985, 628-632.
- WALDMANN, L.: Das Südende der Thaya-Kuppel. - Jb. Geol. B.-A., 72, 183-204, Wien 1922.
- WALDMANN, L.: Vorläufiger Bericht über Aufnahmen des moravischen Gebietes südlich der Bahnlinie Eggenburg - Sigmundsherberg. - Anz. Akad. Wiss. 5, mathem.-naturwiss. Kl., Wien 1924.
- WALDMANN, L.: Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihrer Metamorphose. - Mitt. Geol. Ges. Wien, XXI, 133-152, Wien 1928.
- WALDMANN, L.: Das außeralpine Grundgebirge Österreichs. - in: SCHAFFER, F.X. (Hrsg): Geologie von Österreich, 2. Auflage 1951, 1-104, 1951.

Zitierte Exkursionsführer:

- 1977 Waldviertel: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, Wien 1977
- 1983 Exkursionsführer Eggenburg der Österr. Geol. Ges., Wien 1983.
- 1990 Field-Guide Bohemian Massif. - IGCP Proj. 233: Terranes in the Circum Atlantic Palaeozoic Orogenes - Central Europe, Göttingen 1990.

Raum für Notizen

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1991

Band/Volume: [1991](#)

Autor(en)/Author(s): Frasl Günther

Artikel/Article: [Moravikum - Das Moravikum der Thaya-Kuppel als Teil der variszisch deformierten Randzone des Bruno-Vistulikums - eine Einführung 49-62](#)