

**UNIVERZITA KARLOVA V PRAZE**

**Přírodovědecká fakulta**



**Bakalářská práce**

Záznam kambro-ordovické extenze v jednotce tepelského krystalinika

Autor: Petra Jašarová

Vedoucí práce: Mgr. Martin Racek PhD.

Datum odevzdání: 28. 8. 2012

**Prohlášení:**

Prohlašuji, že jsem svou bakalářskou práci na téma Záznam kambro- ordovické extenze v jednotce tepelského krystalinika vypracovala samostatně pouze s použitím pramenů a literatury, které jsou uvedeny v seznamu citované literatury. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu

V Praze 28. srpna 20012

.....  
Petra Jašarová

**Poděkování:**

Na tomto místě bych ráda poděkovala Mgr. Martinu Rackovi PhD. za jeho čas a trpělivost při zodpovídání mých dotazů a také RNDr. Petru Jeřábkovi PhD. za jeho velmi užitečný komentář.

## Abstrakt

V mojí bakalářské práci se věnuji sumarizaci dosavadních výzkumů z oblasti SZ okraje tepelsko-barrandienské jednotky, s důrazem na oblast Tepelského krystalinika a mariánsko-lázeňského komplexu a jejich vývoj v souvislosti s extenzí v období kambria a ordoviku. První část práce je věnovaná shrnutí obecných poznatků o Českém masivu (jeho rozdělení a vývoj), v další části následuje popis západní části tepelsko-barrandienské oblasti v kontextu se sedimentárním záznamem, který je zachován v části východní. Blíže jsou pak charakterizované plutony domažlického a tepelského krystalinika, které zaznamenávají vývoj oblasti během kambro-ordovické extenze i variské orogeneze. Poslední část bakalářské práce je zaměřená na mariánsko-lázeňský komplex, který byl dlouho interpretován jako metaofiolitový komplex. Novější studie však ukazují, že protolity variských vysokotlakých hornin tohoto komplexu jsou kadomského stáří. Mariánsko-lázeňský komplex tedy podle nejnovějších poznatků představuje metamorfovaný korový komplex a tepelské krystalinikum je jeho oddělená vrchní část. Prvními horninami, jež korespondují s kambro-ordovickým riftingem jsou koronitická metagabra nacházející se na rozhraní obou jednotek.

In my thesis I would like to summarize informations about SW part of the Teplá-Barrandian Unit. Particularly interesting situation is in the Teplá Crystalline Complex and Mariánské-Lázně Complex during Cambro-Ordovician rifting. At the beginning I will remind some basic information about Bohemian Massif (evolution and distribution). The next part of the thesis is dedicated to the west part of the Teplá-Barrandian Unit in the context of sedimentary record in the eastern part of the Unit. In two other captures is described Teplá Crystalline and Domažlice Crystalline Complex with emphasis on the plutons, which help us to reveal evolution of this area. In the third part of the thesis I will characterize Mariánské-Lázně Complex (lithology, dating and evolution). This complex was interpreted as a dismembered Cambro-Ordovician metaophiolite complex affected by Variscan subduction. But the latest studies show that the HP rocks protoliths are late Cadomian age, thus the eclogites probably originated during exhumation of this area. According to new results the Mariánské-Lázně Complex represent a metamorphic core complex and the Teplá Crystalline Complex is the detached roof of it. The coronitic metagabbros on the border between Mariánské-Lázně and Teplá Crystalline complex are generally interpreted to be the first evidence of the Cambro-Ordovician rifting event.

## Obsah:

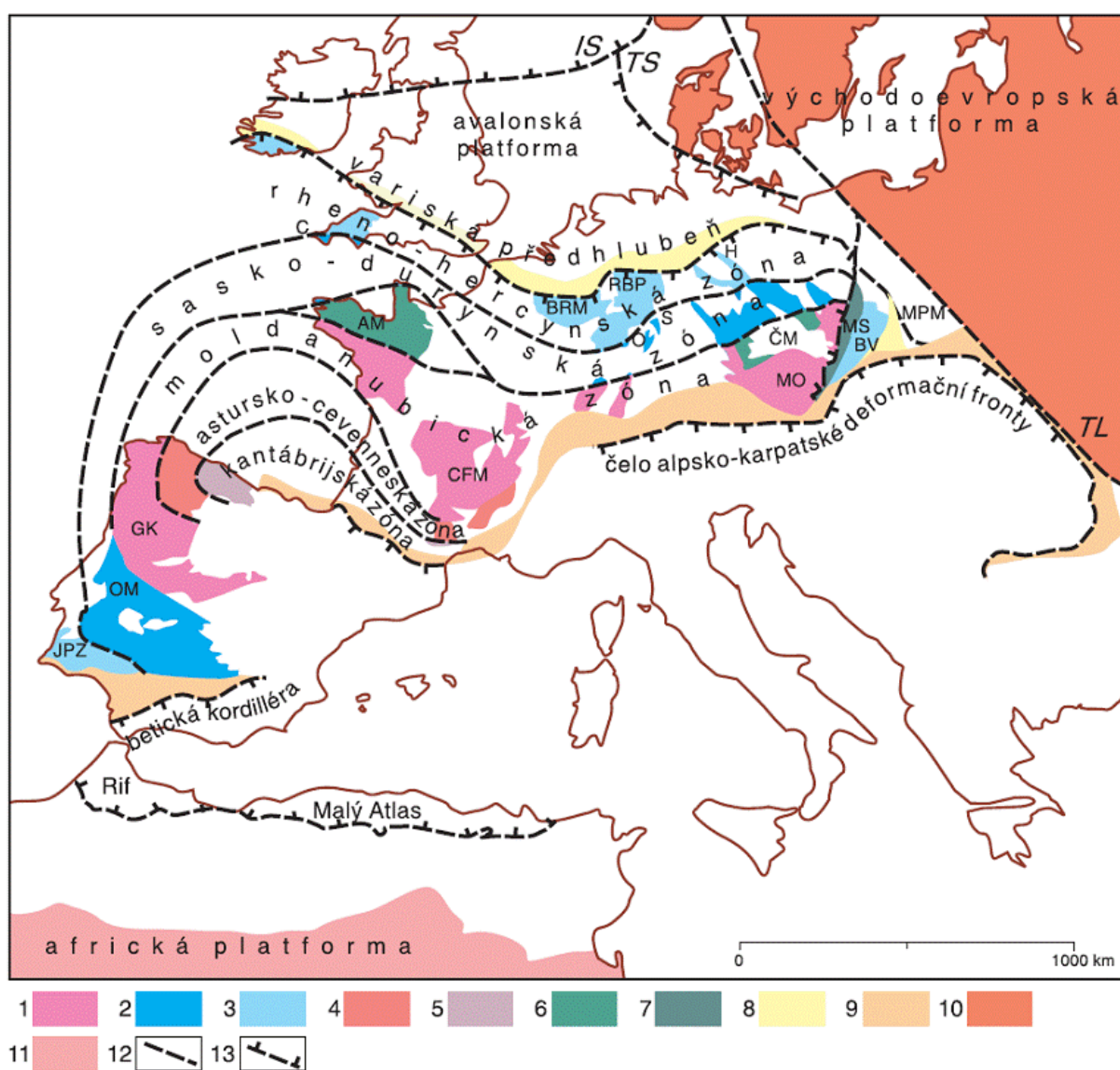
Úvod .....	1
1. Český masiv (ČM) v rámci evropských variscid.....	2
1.1. Vývoj Českého masivu .....	2
1.1.a Český masiv v kontextu deskové tektoniky.....	4
1.1.b Proterozoikum až starší paleozoikum v ČM .....	5
1.2. Geologické jednotky Českého masivu.....	7
2. Tepelsko- barrandienská oblast .....	11
2.1. Sedimentace v pánvích TBO .....	12
2.2. Fundament západní části TBO .....	14
2.2.a Domažlický krystalický komplex .....	16
2.2.b Tepelský krystalický komplex .....	19
3. Mariánsko- lázeňský komplex .....	22
3.1. Litologie .....	23
3.2. Datování .....	25
4. Závěr: záznam kambro-ordovického riftingu na rozhraní mariánsko-lázeňského komplexu a TBO .....	26
Použitá literatura .....	28

## Úvod

Pro svou bakalářskou práci jsem si vybrala rešeršní zpracování dosavadních výzkumů z oblasti Tepelského krystalinika a zejména pak Mariánsko-lázeňského komplexu (v severozápadní části tepelsko-barrandienské jednotky). Této oblasti bylo věnováno již množství prací, ale o původu Mariánsko-lázeňského komplexu se dosud vedou diskuse a autoři stále přicházejí s novými a novými teoriemi. V úvodní části práce budu popisovat Český masiv, který zabírá většinu území České republiky a jeho stručný vývoj, aby jednotlivé zájmové oblasti byly zasazeny do kontextu celkového vývoje okolních jednotek. Postupně se budu zaměřovat na tepelsko-barrandienskou jednotku, která je svým postavením a vývojem v rámci Českého masivu specifická. V této jednotce je nejlépe zachovaný záznam z období neoproterozoika, kambria a ordoviku. Mezi nejvýznamější procesy, které formovaly tuto oblast, patří kadomská orogeneze v neoproterozoiku, dále extenze na přelomu kambria a ordoviku a některé části jednotky podlely také variské metamorfóze.

## 1. Český masiv (ČM) v rámci evropských variscid

Většina území České republiky je tvořena Českým masivem, který lze interpretovat jako elevaci lemovanou pásmem pohoří, jež vznikla během variské orogeneze (Cháb et al. 2008). Geomorfologicky lze tuto jednotku označit jako hrášťovou strukturu, avšak geologicky se jedná o denudační relikt, který nám umožňuje nahlédnout do historie této oblasti. V zóně evropských variscid (obr. 1) rozlišujeme několik denudačních řezů.



**Obr. 1.** Postavení Českého masivu v rámci evropských variscid (podle Kachlíka 2003):

*1 moldanubická zóna (na povrch vystupující masivy označeny zkratkami: MO - moldanubikum a jemu metamorfně odpovídající jednotky v Českém masivu (ČM), CFM - Centrální francouzský masív, GK- galicijsko-kastilská oblast, AM - Armorický masív; 2 sasko-duryňská oblast: O - Odenwald, 5 - Spessart, OM - Ossa Morena); 3 rhenohercynská zóna (H - Harz, RBP - Rýnské břidličné pohoří, BRM - Brabantský masív, C - Cornwall, JPZ - jihoportugalská zóna; 4 asturská zóna, 5 kantabrijská zóna; 6 tepelskobarrandienská oblast a severoarmorická oblast; 7 moravosilesikum, 8 variská předhlubeň; 9 alpinská předhlubeň; 10 východoevropská platforma, 11 africká platforma; 12 tektonické hranice jednotlivých zón evropských variscid (nerozlišené) a tektonický okraj východoevropské platformy - TL (Tornquistova linie); 13 tektonické hranice prvního řádu: čela alpinské a variské deformační fronty, významné kaledonské sutury: T5 sutura po kaledonském uzavření Tornquistova moře, 15 - sutura po kaledonském uzavření oceánu Iapetus; samostatné jednotky připojené k východoevropské platformě během staršího paleozoika, MPM - Malopolský masív, BV - Brunovistulikum.*

Nejvíce metamorfovaná část je zastoupena moldanubickou zónou (tzv. centralidy) a jedná se o nejhlubší denudační řez. Do této zóny řadíme moldanubikum, Centrální francouzský masív, jižní část Armorického masivu, Schwarzwald, Vogézy a galicijsko-kastilskou oblast.

Mělký denudační řez představuje Sasko-duryňská zóna (obr. 1), kde již najdeme méně metamorfované jednotky, jež jsou reprezentovány severní částí ČM (saxothuringikum a lugikum), jižním cípem pohoří Hartz a Cornwall, Ardenským lesem a oblastmi Odenwald, Spessart a Ossa Morena.

Ještě mělký řez nazýváme Rheno-hercynskou zónou (obr. 1), která je ze severu ohraničená variskou předhlubní. Do této zóny patří pohoří Hartz, Rýnské břidličné pohoří, Brabantský masív, Cornwall, jižní okraj Irska a jihoportugalská zóna.

Na jih od moldanubické zóny ještě najdeme astursko-cevenneskou a kantabrijskou zónu, jež dále na jih přecházejí do alpinské předhlubně. V rámci těchto zón však najdeme i oblasti, které jsou variskou orogenezí postiženy výrazně méně. Jedná se o severní část Armorického masivu a tepelsko-barrandienskou oblast.

Celý Český masív následně dělíme na jednotlivé regionální jednotky (obr. 2): moldanubikum, tepelsko-barrandienskou oblast, saxothuringikum a brunovistulikum. Tyto jednotky jsou od sebe navzájem odděleny významnými tektonickými rozhraními. Každá z těchto jednotek dále prodělala individuální vývoj, který bude nastíněn v následujících odstavcích.



## 1.1. Vývoj Českého masivu

### 1.1.a ČM v kontextu deskové tektoniky

V neoproterozoiku byl ČM součástí prakontinentu Rodinia (např. Kachlík a Chlupáč, 2001), který se v závěru tohoto období rozpadl na Laurencii, Baltiku, Sibérii a Gondwanu a začal se otevírat oceán Iapetus. ČM se nacházel na západním okraji Gondwany (např. von Raumer a Stampfli, 2008), jež po rozpadu zůstala v oblasti jižního pólu. Během kambria se pozvolna začal měnit tektonický režim na extenzní, což se projevovalo výraznou subsidencí (v rámci ČM patrné zvláště v oblasti barrandienu) a na přelomu kambria a ordoviku již docházelo k riftingu a otevíral se Rheický oceán (např. von Raumer a Stampfli, 2008). Od okraje Gondwany se oddělila Avalonie, která putovala na sever, a postupně se uzavíral Iapetus, který pod ní subdukoval. Poté se Gondwana natočila svým západním okrajem k rovníku a během siluru probíhala na našem území, zejména v Pražské pánvi, nepřetržitá sedimentace. Kolize Laurentie s Baltikou zapříčinila Kaledonské vrásnění, jež postihlo i východní okraj Gondwany a následně vznikl nový kontinent Laurussie. V průběhu devonu se Gondwana a Laurussie postupně přibližovaly a začala variská orogeneze, která vyvrcholila ve spodním karbonu a skončila vytvořením Pangey a oceánu Paleothetys. Během tohoto období byla Morava součástí předhlubňové pánve před variským horstvem (např. Kachlík a Chlupáč, 2001). Ve svrchním permu se sice kontinent v severní části ještě dotvářel, ale zároveň se již na jihu rozpadal a díky aktivnímu riftu vznikal na úkor Paleotethys nový oceán - Neotethys. V oblasti ČM probíhaly dozvuky variských procesů.

V průběhu triasu vytvářel ČM elevaci, která byla po transgresi ve středním triasu součástí Vindelického hřbetu, který představuje malou část vynořené pevniny. Jura je dalším významným obdobím extenze. Pangea se za vzniku Atlantického oceánu rozpadla na Laurasii a Gondwanu a ve svrchní juře se navíc ještě začal otevírat Indický oceán. Na našem území se tento režim projevil vytvořením systému zlomových pásem severozápadního - jihovýchodního směru (Labského lineamentu), v severních Čechách se jedná o Lužické zlomové pásmo (Kachlík a Chlupáč, 2001). Pomalu docházelo k oddělování kontinentů tak, jak je známe dnes. Oproti juře je křída naopak typická svým kompresním režimem, jež se projevuje uzavíráním Tethys a rozpínáním Atlantského a Indického oceánu. Africký kontinent se pohyboval směrem na sever, což se odrazilo zejména tvorbou příkrovů v Alpách a Karpatech tj. Alpínskou orogenezí. Začátkem

svrchní křídly také došlo k největší transgresi, následnému zatopení severních Čech a východní Moravy a tvorbě sedimentárních pánví.

V terciéru na území ČM pokračovalo vyplňování pánví. Důsledkem Alpinské orogeneze došlo ke změně konvekčního proudění v astenosféře, což vytvořilo příhodné podmínky pro vznik trojného bodu pod Evropou. Přestože intradeskový rift nebyl zcela dotvořen, stačilo to, aby došlo k propálení několika větví - Rýnského prolomu a Oháreckého riftu. Následně se zvýšila magmatická aktivita, kterou můžeme rozdělit do čtyř fází, z nichž nejmladší se datuje do kvartéru (např. Kachlík, 2003). Kvartér probíhal ve znamení klimatických oscilací a i díky zalednění se v Evropě především vyplňovaly pánve a dotvářela se celková morfologie.

### **1.1.b Proterozoikum až starší paleozoikum v Českém masivu**

Fundament Českého masivu vznikl během kadomského orogenního cyklu 650 až 550 Ma (Ziegler, 1986). Díky pozdějším deformacím lze jen zčásti rekonstruovat předvariský vývoj v jednotlivých částech Českého masivu. Neoproterozoikum je nejlépe zachované v teplesko-barrandienské jednotce v kralupsko-zbraslavské a štěchovické skupině, kde byl na základě změn chemismu magmatických hornin prokázán kompresní režim subdukce a s ním bylo svázáno i vytvoření ostrovního oblouku (Waldhausrová 1984). Toto potvrzuje i charakter vulkanismu v ostrovní zóně středočeského plutonu (Kachlík 1992; Kachlík et al. 1999). Díky dobříšským slepencům a flyšovým sedimentům víme, že oblast byla tektonicky neklidná a docházelo k výzdvihu celé jednotky. Podobný sled najdeme i v Železných horách na Chvaleticku. Ale na rozdíl od štěchovické skupiny jsou zde polymiktní konglomeráty, což podporuje teorii o jejich glacigenním původu.

Kambrium probíhá ve znamení riftingu podél okraje Gondwany, což se výrazně projevovalo i v Českém masivu členěném halfgrabenové struktury. Záznam těchto událostí můžeme na našem území najít ve dvou pánevních reliktech. V příbramsko-jinecké a skryjsko-týřovické pánvi.

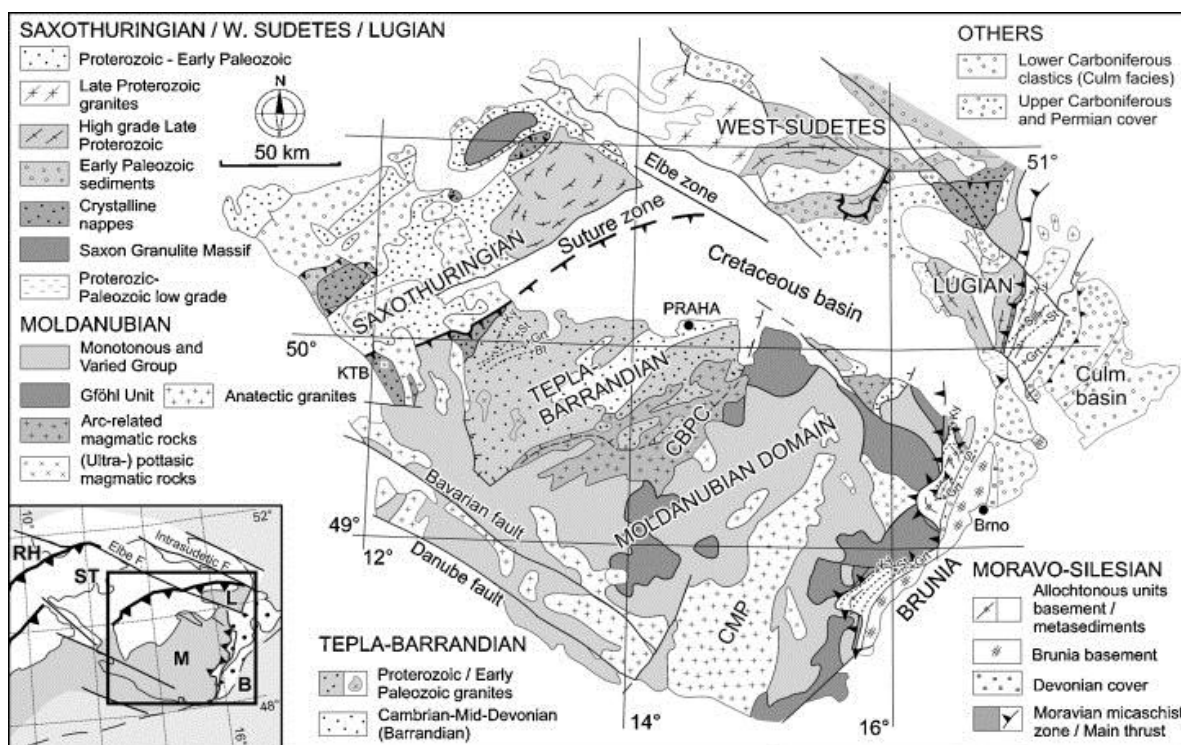
Ordovik je v Českém masivu nejvíce zastoupen v teplesko-barrandienské oblasti, dále je prokázán v Železných horách a zachovaný je také v saxothuringiku, i když jen z Německé strany. Ordovik diskordantně nasedá na kambrium a až do středního devonu probíhá nepřetržitá sedimentace. Záznam tohoto období máme zejména z Pražské pánve, která má charakter synformy.

Stejně jako ordovik, tak i silur je nejlépe zachovaný v Pražské pánvi. Dále ho můžeme najít v Železných horách, v oblasti metamorfovaných ostrovů, dobře zachovaný je i v okolí Rožmitálu pod Třemšínem a na Moravě se vyskytuje ve formě tektonických šupin.

Během siluru pokračovala sedimentace, která byla přerušovaná diabasovou vulkanickou činností, jež často probíhala podle zlomových zón halfgrabenů. Dvě nejvýznamnější vulkanická centra se nachází podél Tachovického zlomu, další důležité zlomy jsou Pražský a Kodský. Na bázi sopek je uložen vulkanodetritický materiál, ale i karbonátový kal.

Začátek devonu pokračoval přibližně ve stejném duchu jako silur, ale ve středním devonu kontinuální sedimentace pomalu končila a extenzní režim se měnil na kompresní. Tato změna se dá považovat za začátek variské orogeneze. Saxothuringikum začalo subdukovat pod tepelsko-barrandienskou jednotku. V průběhu svrchního devonu se nad subdukční zónou vytvořil vulkanický oblouk. Devon má největší rozsah na Moravě, dobře zachovaný je ale i v Pražské pánvi, v Rožmitálské kře a v Německé části saxothuringika. V Pražské pánvi najdeme devonské sedimenty např. v oblasti Chuchle nebo Dalejského údolí a další významnou oblastí je také Koněprusko tvořené skoro čistými útesovými vápenci. V moravské části můžeme faciální vývoj sedimentů podle Chlupáče (1994) a Hladila et al. (1999) rozdělit do čtyř základních faciálních vývojů: okrajového mělkovodního, přechodního, hlubokovodního pánevního a platformního.

## 1.2. Geologické jednotky Českého masivu



**Obr. 2.** Zjednodušená mapa ČM (upraveno podle W. Franke, 2000):

*CBPC- středočeským plutonický komplex CMP- centrální moldanubický pluton*

*V levém dolním rohu je zobrazena pozice ČM (v rámečku) ve variscidech (převzato podle Edela, Schulmanna a Holuba, 2003) RH- Rhenohercynská zóna M- moldanubická zóna ST- saxothuringinská zóna B- kontinent Brunie L- lugická doména*

### Moldanubická oblast

Do Moldanubické oblasti (obr. 2) zahrnujeme podle Kachlíka (2003) jak moldanubikum (silně metamorfované komplexy s granitoidními intruzemi), tak i s moldanubikem asociované okrajové jednotky kutnohorsko-svratecké oblasti. Jak již bylo řečeno na začátku, celá tato oblast reprezentuje hluboce erodovaný kořen variského orogénu. Stáří oblasti je variské, ale stáří protolitů u metamorfovaných hornin má rozptyl od paleoproterozoika až po spodní karbon (van Breemen et al., 1982; Wendt et al., 1993; Kröner et al., 2000; Kröner et al., 1988). Hranice moldanubika s ostatními jednotkami jsou tektonické, ačkoli hranice s TBO je lemována granitoidními intruzemi, což povahu hranice zastírá.

Litotektonicky je tato oblast charakterizována třemi jednotkami: monotónní (ostrongskou) skupinou, pestrá (drosendorfskou) skupinou a gföhlskou jednotkou (Vrána et al., 1995; Franke, 1989)

Monotónní skupina se nachází v tektonickém podloží obou následujících jednotek (Kachlík, 2003). Je typická svou relativně monotónní litologií, přičemž nejčastějšími horninami jsou biotit cordieritické pararuly a migmatity. Můžeme zde najít i dvojslídne pararuly, které jsou ale součástí slaběji metamorfovaných až svorových komplexů (např. v kaplické jednotce, chýnovských svorech nebo svorech královského hvozdu u Nýrsky na Šumavě). Vložkové horniny jsou reprezentovány kvarcity a erlány. Občas sem řadíme i tělesa ortorul a eklogitů (O'Brien a Vrána, 1995; Medaris, 1994).

Pestrá skupina leží v tektonickém nadloží monotónní skupiny, a jak název napovídá její litologie je značně pestřejší. Základními horninami jsou biotit-sillimanitické pararuly a častá vložková tělesa tvoří mimo jiné i kyselá a hlavně pak bazické metavulkanity tholeitické nebo intradeskové povahy (Kachlík, 2003). Horniny pestré skupiny jsou v Čechách zastoupeny v českokrumlovské pestré skupině, v sušicko-votické skupině, v chýnovské oblasti a v štenbersko-čáslavské skupině a dále pak v západomoravském moldanubiku a v Rakousku (moldanubikum Waldviertel).

V úplném strukturním nadloží najdeme gföhlskou jednotku, která je litologicky velmi heterogenní. Nejčastějšími horninami jsou migmatity, migmatitické gföhlské ruly, ortoruly a granulity, jež často obsahují budiny HP-HT plášťových hornin, eklogitů a skarnů. Granulitové komplexy s častými ultrabaziky se vyskytují nejvíce v moravské a hlavně pak v rakouské části moldanubika a také v jižních Čechách.

Tělesa intuzivních granitoidů v moldanubické oblasti můžeme rozdělit podle stáří na 2 skupiny: syn-tektonické a post-tektonické granitoidy (Kachlík, 2003). Starší (syn-tektonické) zastírají hranici mezi moldanubikem a TBO (např. středočeský plutonický komplex - obr. 2.) a mají alkalicko-vápenatý charakter. Mladší (post-tektonická) granitoidní tělesa zaujímají pozici uvnitř moldanubika např. centrální moldanubický pluton (obr. 2.), plutony durbachitických hornin (Finger et al., 1997; Holub et al., 1997) a jejich intruze probíhala v důsledku kolapsu variského orogénu. Ještě mladší intruze pak souvisí s otevíráním permokarbonských brázd.

## Moravsko-slezská oblast

Tato oblast byla nejprve součástí severního okraje Gondwany, pak ale došlo k variské kolizi této jednotky s moldanubikem a lugikem, přičemž došlo k přepracování západní části jednotky (moravosilezikum). Naopak východní část (brunovistulikum) se od dob kadomské orogeneze dále deformovala pouze křehce.

Nejprve se budu krátce věnovat brunovistuliku, protože tvoří kadomský fundament, jež podle Kachlíka (2003) vystupuje na povrch ve 3 oblastech: dyjském teránu, Metabazitové zóně a Slavkovském teránu. Horniny dyjského teránu představují vyzrálější partie kadomské kůry, které vznikly na aktivním kontinentálním okraji Gondwany a na povrchu vystupují v dyjské klenbě a v Z části brněnského masivu. Metabazitová zóna je úzký pruh převážně bazických hornin, který je díky U-Pb datování na zirkonech z metaryolitů ( $725 \pm 15$  Ma) podle Fingera et al. (2000) interpretovaný jako relikť kadomského ofiolitu, který byl přeměněn během variské kolize. Tato zóna se nachází v okolí Brna a odděluje dyjský terán na jihozápadě od Slavkovského teránu na severovýchodě. Povrch brunovistulika byl formován v souvislosti s vytvářením variského a později i alpinského akrečního klínu. Při deformaci povrchu byly důležité zlomy severozápadní až jihovýchodní orientace, které byly aktivní převážně během devonu a karbonu.

Západní část brunovistulika, která byla v průběhu spodnokarbonské kolize deformována, je reprezentována moravosilezikem. Proto je také na povrchu zastoupena zejména v podobě kleneb a rozdělujeme ho na 2 části: moravikum a silezikum. V obou jednotkách je patrná inverzní metamorfní zonálnost. Hlavním rozdílem mezi těmito jednotkami je složitější vnitřní stavba a intenzita deformace jejich devonského obalu, která klesá od severu k jihu. Metamorfóza v sileziku dosahovala až amfibolitové facie, přičemž moravikum bylo metamorfováno jen v nižší části facie zelených břidlic.

Moravikum je rozdělováno na moravikum dyjské a moravikum svratecké klenby, dále je k němu možné přiřadit i dvě malé tektonicky omezené kry: nectavskou kru a svinovsko-vranovské krystalinikum. Moravikum má charakter příkrovové stavby a je v obou velkých klenbách značně podobné. Jejich strukturní pozice, litologie i povaha metamorfózy se víceméně shodují. V nadloží najdeme ortoruly, svory, pararuly i migmatity, ale podloží je tvořeno převážně horninami fylitického charakteru.

Silezikem je tvořena velká část Hrubého Jeseníku. Tato oblast je na východě oddělena od flyšových souvrství andělskohorským nasunutím a naopak na západě je ohraničená



nasunutím nýznerovským. Desenská klenba a na ní navazující vidnavská se vyznačuje nejnižším stupněm variského přepracování kadomského podkladu, což odpovídá retrográdním procesům. V nadloží najdeme klenbu keprnickou, která je budována již varisky silněji přepracovanými staurolitickými svory a keprnickými ortorulami. Poté následuje jednotka branné se silně metamorfovanými a stlačenými klastiky a na závěr jako strukturně nejvyšší a zároveň nejvíce přepracovaná jednotka, se v nadloží nachází velkoverbanská klenba. Skládá se, jak z kadomského podkladu (Kröner et al., 2000), tak ze silně metamorfovaného devonského obalu. V této jednotce se také nachází variská granitoidní tělesa reprezentovaná žulovským plutonem a šumperským masivem.

### **Saxothuringikum**

Saxothuringikum (obr. 2.) se nachází v severní a severozápadní části ČM. Jelikož se jeho vývoj a stavba v jednotlivých částech značně liší, bude přehlednější je charakterizovat odděleně. Nejvýchodnější částí je lugikum, které směrem na západ přechází do oblasti Západních Sudet (obr. 2.), která zabírá velkou část Krkonoš, Jizerských hor a jejich okolí a spolu s lugikem tvoří východní polovinu celé oblasti. Naopak západní polovina je zastoupena příznačně podkrušnohorskou oblastí, protože buduje Krušné hory. Tyto dvě velké části jsou od sebe odděleny labskou zónou, která na naše území zasahuje pouze svým okrajem v údolí Labe u Děčína a v podloží křídly na jižním okraji lužického masivu. Společný pro všechny části je vývoj kadomského fundamentu, kambroordovický vulkanismus a magmatismus a také extenzní režim svrchního devonu až karbonu.

V lugiku najdeme kadomský podklad v lužické antiklinální zóně, na něj nasedá paleozoikum s intruzemi granitoidů. Zásadní pro vývoj lugika byla variská orogeneze, jak dokazuje datování metamorfických událostí Ar-Ar metodou (Maluski a Patočka, 1997; Marheine et al., 1999; Marheine et al., 2002). Hlavní etapa vrásnění cca 330-320 Ma (Marheine et al., 1999; Marheine et al., 2002) koresponduje s přesouváním orogenní fronty od JV k SZ (Kachlík a Patočka, 1998). V této jednotce dále leží alochtonní jednotky krkonoško-jizerského krystalinika, jednotky s ofiolity lemující Soví hory a krystalinikum Kaczawských hor. Zde se jedná o soustavu příkrovů. Východní okraj lugika byl značně ovlivněn kolizí s brunovistulíkem. Nejvýchodnější částí lugika je orlicko-sněžnická klenba, jejíž východní okraj tvořený staroměstským krystaliníkem od silezika odděluje nýznerovské nasunutí.

Labská zóna (obr. 2.) vytváří přirozený předěl mezi západosudetskou částí a kruškonorskou oblastí. Horniny neoproterozoického až spodnokarbonského stáří byly stačeny a nasunuty na krušnohorské krystalinikum na jihu, čímž vznikla tato depresní zóna, jež leží napříč vůči zonalitě celého saxothuringika.

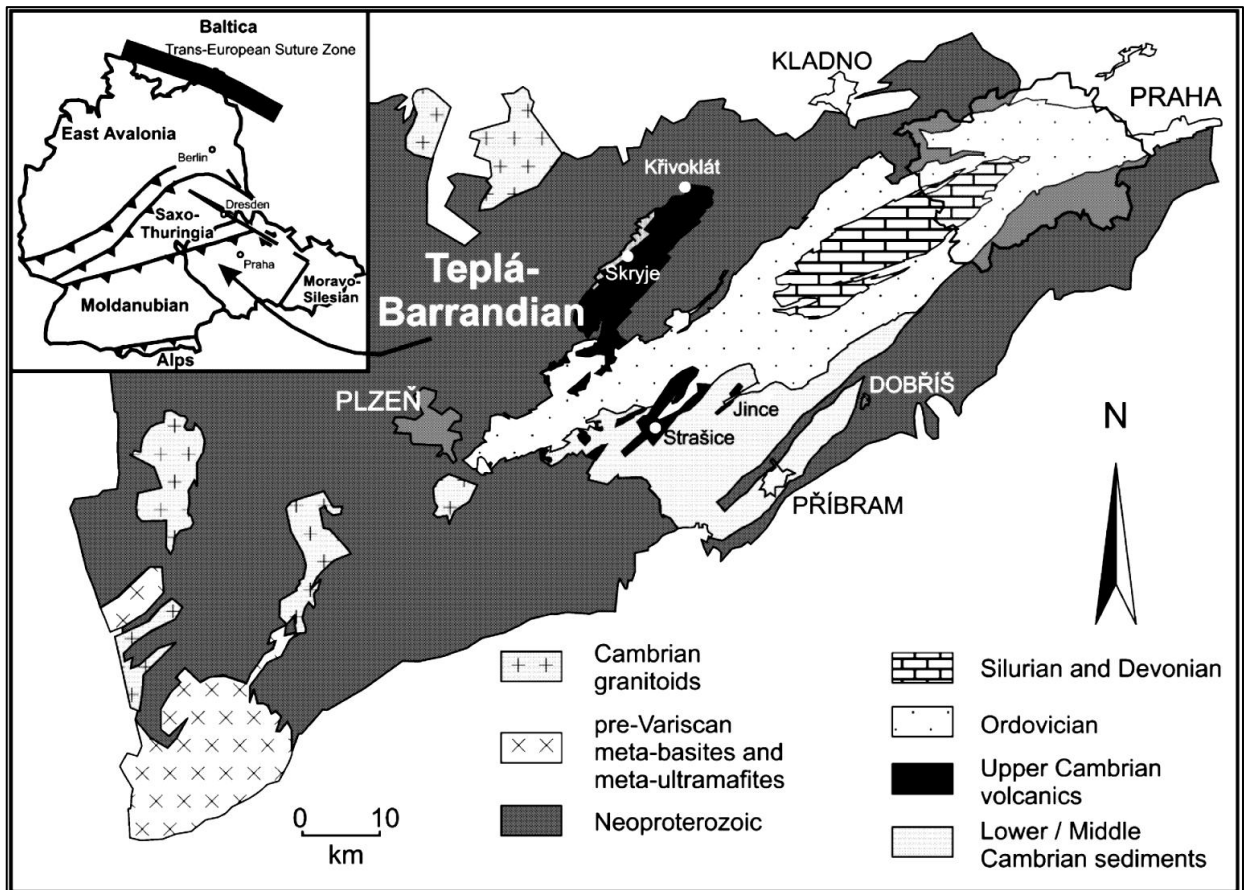
Stejně jako v lugiku, tak i v krušnohorské oblasti můžeme rozlišit autochtonní a alochtonní patro. První z nich zastupuje kadomský podklad, jehož metamorfóza v krušnohorské části probíhala podle Krönera et al. (1995) v podmínkách amfibolitové facie při teplotě 500-700 °C a tlaku 5-7 kbar. Dále byla sedimentace během kambria a ordoviku doprovázená riftovým vulkanismem (Siebel et al., 1997; Bankwitz et al., 1994). Alochtonní patro má podobu příkrovů krystalinika, jež můžeme najít např. v münchberské kře. Podle Frankeho (1989) se toto alochtonní patro vyznačuje stratigrafickou i metamorfní inverzí. Intenzita metamorfózy v celé oblasti roste směrem k jihovýchodu a nejvyšších stupňů dosahuje v oblasti, která bezprostředně přiléhá k tepelské sutuře.

Saxothuringikum je od Tepelsko-barrandienské oblasti a moldanubika na jihozápadě odděleno tzv. tepelskou suturou (Matte, 2000). Tato sutura (obr. 2.) je podle Kachlíka (2003) interpretována jako hlubinný šev po uzavření sasko-durynského oceánu. Z oblasti tepelské sutury byly také vysunuty vysokotlaké horniny, které vznikly metamorfózou kambro-ordovické oceánské kůry (Stosh a Lugmair, 1987).

## **2. Tepelsko- barrandienská oblast (TBO)**

Tato oblast byla během neoproterozoika a spodního kambria součástí Armoriky, která se nacházela na severním okraji Gondwany. Na rozdíl od moldanubika a saxothuringika je TBO prezentována jako svrhně-korový komplex, který byl postižen karbonskou metamorfózou zejména podél severo-západního okraje. Hranice (obr. 4) oddělující tuto oblast od okolních jednotek tvoří střižné zóny korového rozsahu (Zulauf et al., 1997). Stupeň metamorfózy narůstá od Barrandienské synklinály směrem k západu, severozápadu (Vejnar, 1966, 1982; Cháb a Suk 1978), což je převážně prisuzováno kadomské orogenezi (Dörr et al., 1998; Zulauf et al., 1999), ale zastoupena je zde i orogeneze variská (Žáček a Cháb, 1993). Centrální a východní část není (oproti té západní) vůbec metamorfovaná nebo je jen málo, takže může být charakterizována prostřednictvím sedimentárního záznamu.





**Obr. 3.** Zjednodušená mapa TBO podle Drosta et al. 2004

*V levém horním rohu je postavení TBO v rámci střeoevropských variscid*

## 2.1. Sedimentace v pánvích TBO

Jak bylo řečeno již na začátku, neoproterozoikum (obr. 3) se v TBO dělí podle Chlupáče (1993) na starší kralupsko-zbraslavskou a mladší štěchovickou skupinu. Ve starší skupině jsou kromě mariních siliciklastických sedimentů zastoupeny i tři vulkanické série odlišného složení (tholeitická, přechodná a alkalická), které poukazují na podmínky vulkanického oblouku nebo zaobloukového prostředí (Fiala, 1997, 1998; Pelc a Waldhausrová, 1994; Waldhausrová, 1997; Kříbek et al., 2000; Dörr et al. 2002). Nejmladším členem kralupsko-zbraslavské skupiny je davelské souvrství s vrchní vrstvou černých břidlic, na které pak nasedají prachovce a břidlice štěchovické skupiny. V mladší skupině je vulkanický záznam v podobě tenkých poloh tufů a tufitů, ale ve střední části sledu se objevují i vložky konglomerátů. Podle Chlupáče (1993) se siliciklastika ukládala jako turbiditní a gravitační proudy na subsidující oceánské dno na severním okraji Gondwany. Díky drobám, rohovcovým valounům ve středních i vyšších

částech štěchovické skupiny a radiometrickému datování ryolitových valounů je dokumentována akrece, výzdvih a eroze kadomského ostrovního oblouku (Kříbek et al., 2000; Dörr et al. 2002).

Podle Zulaufa et al. (1999) se změna geotektonického režimu z konvergentního na transtenzní odehrála blízko hranice prekambrium-kambrium.

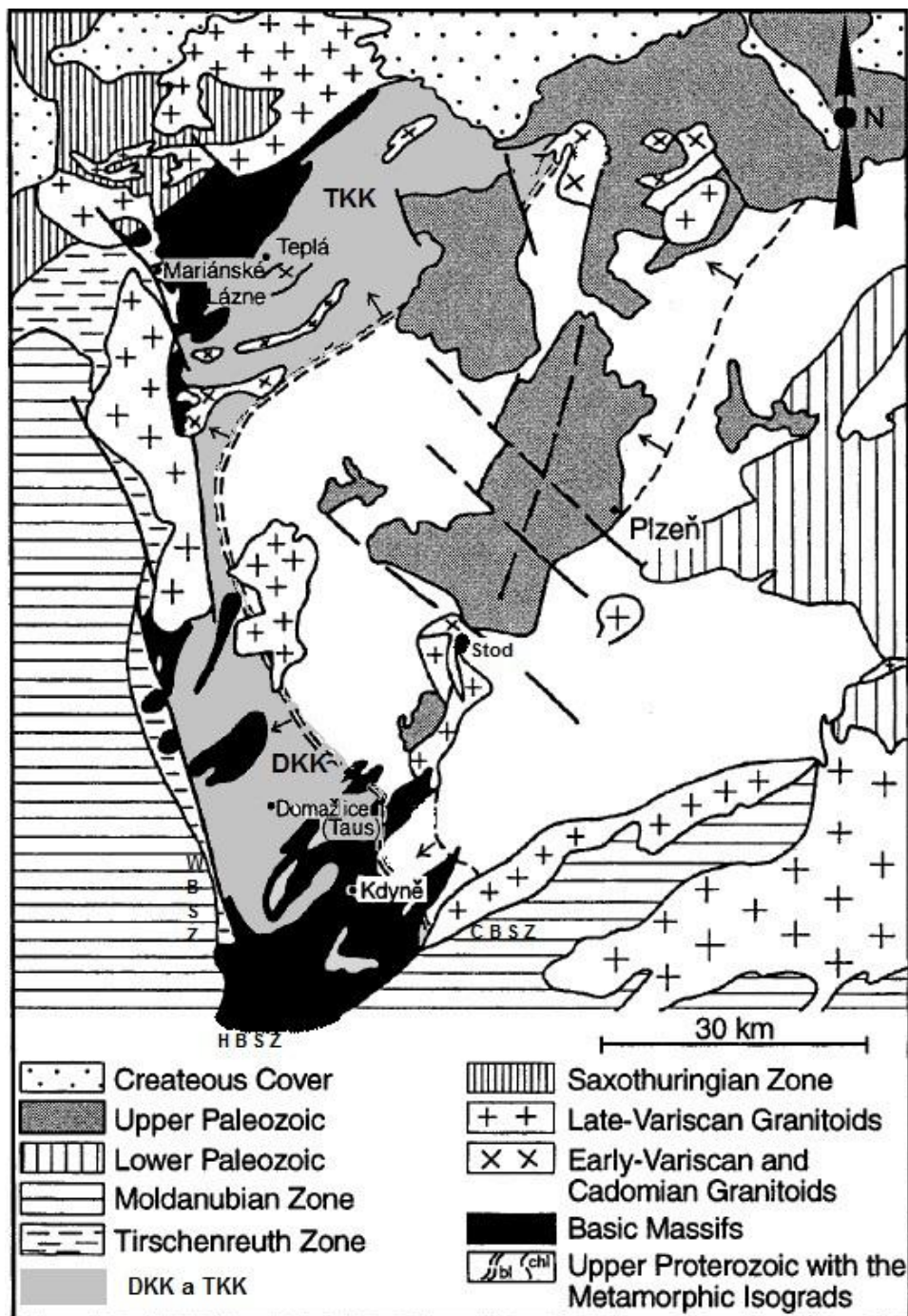
Záznam kambrického vývoje je znám ze dvou pánví, příbramsko-jinecké a skryjsko-týřovické (obr. 3). Sedimenty spodního kambria sice nenajdeme ve skryjsko-týřovické pánvi, kde vrstevní sled začíná středním kambriem, ale v té příbramsko-jinecké leží diskordantně na kadomském basementu kontinentální konglomerátové formace. V průběhu další sedimentace převažují kromě konglomerátů také pískovce a droby. Díky pokračující subsidenci, která má za následek transgresi ve středním kambriu, se výplň pánví měnila z hrubších kontinentálních klastik na jemnozrnné marinní sedimenty. Svrchní kambrium probíhalo ve znamení subaerického vulkanismu, který je reprezentován křivoklátsko-rokycanským vulkanickým komplexem a jižněji položeným strašickým vulkanickým komplexem (obr. 3). Podle Waldhausrové (1971) jsou vulkanity jižnějšího komplexu obecně bazičtější než ty křivoklátsko-rokycanské. Vulkanity severnějšího komplexu mají Rb-Sr metodou zjištěné stáří 494 Ma a jejich iniciální poměr izotopů  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  odpovídá původu magmat spodní kůry nebo pláště (Fatka et al., 1998 – přepočítaná data od Vidala et al., 1975)

Na počátku ordoviku (obr. 3) se začalo měnit napěťové pole a nově vzniklá Pražská pánev ukazuje posun pánevní osy oproti kambrickým pánvím. Tato pánev byla následovně vyplňována mořskými sekvencemi až do středního devonu (Štorch et al., 1993). Během subsidence pánevního dna probíhalo ukládání siliciklastik velkých mocností, jež bylo doprovázeno občasným diabasovým vulkanismem menšího rozsahu.

Ve spodním siluru došlo k další transgresi, která se projevila ukládáním černých pelagických graptolitových břidlic (Štorch, 1986). Tento charakter sedimentace je postupně v průběhu svrchního siluru vystřídán sedimentací karbonátů (Kříž, 1988).

V devonu již naplno dominovalo ukládání karbonátů (obr. 3). Postupně se však začal projevovat tektonický neklid a ve středním devonu končící sedimentací podle Kukala a Jägera (1988) dokládají klastické sedimenty roblínských vrstev srbského souvrství.

## 2.2. Fundament západní části TBO



**Obr. 4.** Mapa západní části TBO a přilehlých oblastí, upraveno podle Dallmayera a Urbana (1998)

WBSZ- západočeská střižná zóna HBSZ- Hoher Bogenova střižná zóna CBSZ- středočeská střižná zóna DKK- domažlický krystalický komplex TKK- teleský krystalický komplex. V pravém horním rohu je zobrazeno umístění oblasti v rámci ČM

Ze severu odděluje TBO od saxothuringika suturní zóna, na západě tvoří hranici s moldanubikem západočeská střížná zóna (obr. 4), která v jihozápadním cípu jednotky přechází do Hoher Bogenovy střížné zóny (Bues et al., 1998) a na ni navazuje středočeská střížná zóna tvořící jižní hranici (její pokračování je dále zastřeno středočeským plutonickým komplexem). Všechny tyto střížné zóny (obr. 4) mají podle Zulaufa et al. (2002) několik společných vlastností: pár kilometrů široký pás mylonitů, který upadá prudce k TBO; poklesové pohyby, díky nimž klesá TBO vůči moldanubiku a retrográdní typ variské metamorfózy z horní amfibolitové facie až do nižší facie zelených břidlic (Vejnar, 1977; Zulauf, 1994; Bues et al., 1998; Bues a Zulauf, 2000; Scheuvens, 1999; Scheuvens a Zulauf, 2000). Díky hloubce intruzí synkinematických plutonů, bylo pro středočeskou střížnou zónu určeno minimální přemístění 10 km (Scheuvens, 1999).

Hlavními horninami v oblasti mezi Domažlicemi a Stodem (obr. 4) jsou metadroby a metaprachovce s menším množstvím černých břidlic. Mezi tím najdeme i polohy bazických metavulkanitů. Na základě litologie a geochemie těchto hornin (Vejnar, 1962, 1977, 1982) je řadíme do svrchnoproterozoické kralupsko-zbraslavské skupiny (Mašek, 1981; Chlupáč, 1993). V této oblasti narůstá stupeň kadomské barrovianské metamorfózy směrem od východu (severo-východu) k západu (jiho-západu), z nižší facie zelených břidlic v oblasti Stod-Holýřov do amfibolitové facie v domažlickém krystalickém komplexu. Na západě jsou metamorfní izogrady přetřaty západočeskou střížnou zónou (Zulauf et al. 1997).

Stodský pluton (obr. 4) je tvořen biotit-amfibolitovým granodioritem a Těšovickým biotitickým granitem (jižní část) a toto těleso se táhne směrem k jihu (jihozápadu) od obce Stod (obr. 4.; Tonika a Vejnar, 1966). Podle Vejnara (1986) je možné, že tyto horniny představují vrchní část rozsáhlé zvrstvené intruze, jejíž spodní část je tvořena intermediálními, bazickými až ultrabazickými intruzemi srovnatelnými s masivem Kdyně-Neukirchen (obr. 4) dále na jihozápad. Ve Stodském plutonu můžeme najít několik typů křehkých někde i křehce duktilních střížných zón a toto těleso je také protkáno spessartitickými a aplitickými žílami (Zulauf et al., 1997). Intruze probíhala ve dvou deformačních stádiích ( $D_1$  a  $D_2$ ) a třetí stádium  $D_3$  je mladší než samotný pluton (Zulauf, 1995). Díky rohovecům severozápadně od Holýřova byla určena hloubka intruze tohoto plutonu kolem 7 km a metamorfní podmínky přibližně 2 kbar a 600-620<sup>0</sup>C (Zulauf et al., 1997). Stáří datované na zirkonech ( $521,7 \pm 2$  Ma) z Těšovického



granitu (Zulauf, Dörr, Fiala, Vejnar, 1997) je srovnatelné se stářím Stodského plutonu ( $518 \pm 5$  Ma) určeného poměrem  $^{39}\text{Ar}$ - $^{40}\text{Ar}$  v biotitu (Kreuzer et al., 1990).

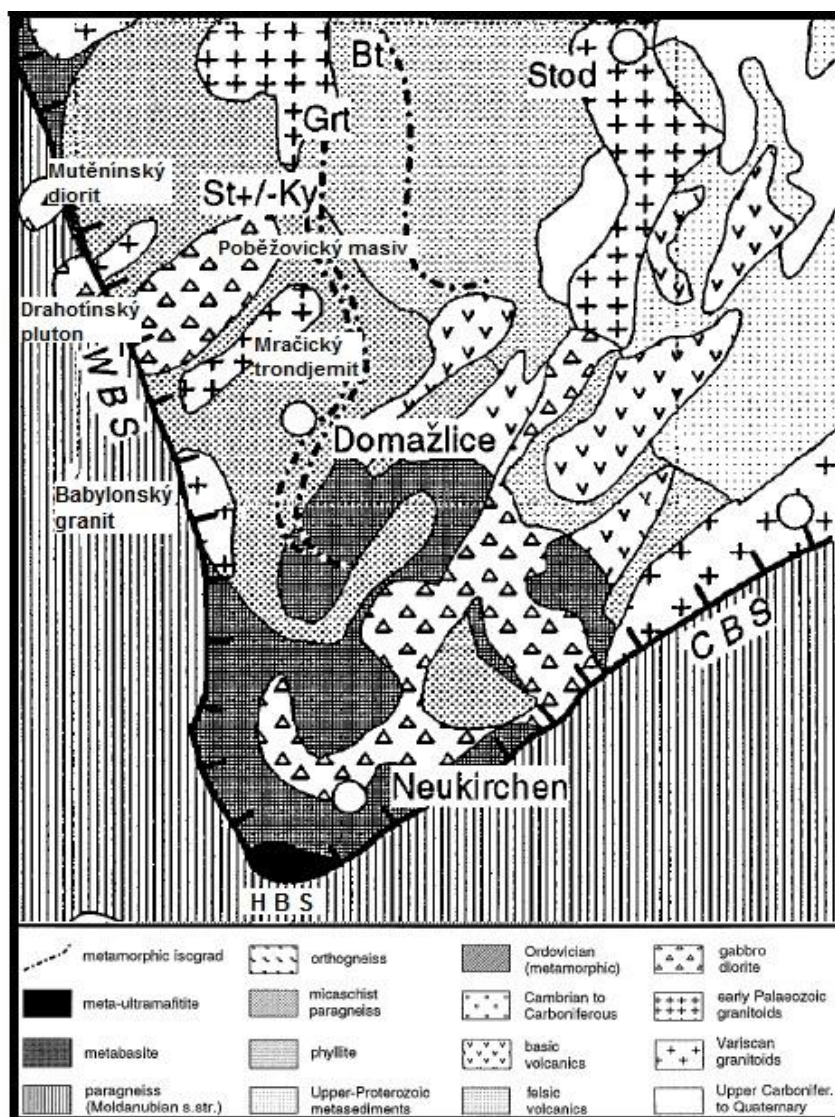
### 2.2.a Domažlický krystalický komplex

Kadomská regionální metamorfóza je podle Zulaufa (1997b) dobře patrná v Domažlickém krystalickém komplexu (obr. 4). Najdeme zde paparuly, které jsou postižené střednětlakou (MP) i nízkotlakou (LP) metamorfózou. Kadomská orogeneze byla v této oblasti doprovázena dvěma deformačními etapami ( $D_1$  a  $D_2$ ). Etapa  $D_2$  byla spojena s metamorfózou LP HT (nízkotlakou a vysokoteplotní) a stáří nejvyšších teplotních podmínek bylo určeno elektronovou mikrosondou na monazitech na 540-550 Ma (Zulauf et al., 1999). Variské zkrácení zde proběhlo v podmínkách nižší facie zeených břidlic (Zulauf et al., 2002). Dále se u pegmatitů v této oblasti předpokládá raně ordovické stáří, což bylo podpořeno datováním Rb- Sr metodou na muskovitech (Košler et al., 1994; Košler et al., 1997; Glodny et al., 1995). Podle Glodného et al. (1995) byly podobné výsledky získány i v tepelském krystalickém komplexu a v zóně Erbendorf- Vohenstrauss.

V této oblasti došlo také k intruzi několika typů plutonů (obr. 4 a obr. 5). Tyto plutony se od sebe liší, jak stářím (tabulka č. 1), tak i složením. Kambrické plutony a žíly intrudovaly v hloubce 5-9 km a většina z nich je syn-kinematická v rámci dextrálních transtenních střížných zón východo-severovýchodního až západě-jihozápadního směru (Zulauf, 1997b; Zulauf a Helferich, 1997). Variský původ se předpokládá u granitů podél západočeské střížné zóny (např. Babylonský granit; Vejnar, 1962). Exhumace domažlického krystalického komplexu byla podle Buese et al. (2002) doprovázena intruzí plutonu Teufelsberg přibližně  $359 \pm 2$  Ma a pravděpodobně souvisela s pohyby podél západočeské střížné zóny a mariánsko-lázeňského zlomu (Zulauf et al., 2002).

Intruze Mračického trondhjemitu (obr. 5) vytváří severovýchodně se táhnoucí čočkovité těleso, které je přibližně 4 km dlouhé a okolo jednoho kilometru široké. Těleso je na severo-východě obklopeno metadrobami a slídnatými břidlicemi a naopak na jiho-západě proniká do pararul. U severovýchodního okraje Mračického trondhjemitu je velmi patrný rozsah kontaktní metamorfózy, která dosahuje nejméně do vzdálenosti 500 m od hranice intruze (Vejnar, 1984). Podle Zulaufa et al. (1997) byly metamorfní podmínky stanoveny na tlak přibližně 2 kbar a teplotu kolem  $600$  °C (potvrzena granát-biotitovou termobarometrií). Křemen je v trondhjemitu uspořádán do

chessboard patterns, což je typické pro HT deformaci,  $T \gg 650 \text{ }^{\circ}\text{C}$  (Mainprice et al. 1986; Kruhl a Huntemann, 1991). Tento vzor se vyskytuje téměř v celém tělese, ale v okolních horninách chybí (Zulauf et al., 1997). V synkinematických žilách trondjemitu V a SV orientace (nedaleko Domažlic), byly nalezeny HT prolátní deformační struktury (Zulauf a Helferich, 1997), které primárně vznikají v transtenzním tektonickém režimu (Sanderson a Marchini, 1984; Fossen a Tikoff, 1993). Toto také podle Zulaufa et al. (1997) naznačuje, že intruze trondhjemitu pravděpodobně probíhala v extenzním režimu kambro-ordovického riftingu na severním okraji Gondwany (Franke, 1989b; Patočka et al., 1994; Tait et al., 1994).



**Obr. 5** Zjedodušeno podle Zulaufa et al. (1997)

*WBS- západočeská střížná zóna, HBS- Hoher Bogenova střížná zóna, CBS- střeđočeská střížná zóna*

Další generace plutonů, tentokrát spodnokarbonského stáří (tabulka č. 1) je reprezentována čtyřmi tělesy: babylonským, mutěňským, drahotínským a borským plutonem (obr. 5). Tyto plutony mají společné i to, že jsou omezeny západočeskou střížnou zónou, což dokládá, že pás mylonitů této střížné zóny již musel existovat, když došlo k intruzi (Zulauf et al., 2002). Podle hloubky intruze babylonského a mutěňského plutonu bylo vypočítáno, že vertikální přemístění podél západočeské střížné zóny bylo přibližně 10km (Zulauf et al., 2002). Babylonský granit je svým složením značně podobný Borskému granitu a i když také lemuje již zmíněnou střížnou zónu, je umístěn do TBO, kde je omezen pararulami. Drahotínský pluton jehož složení odpovídá dioritu, ale obsahuje i monzodiorit a norit s flogopitem (Vejnar, 1980; Wulf, 1997) intrudoval do hornin moldanubika. Stejně jako drahotínský diorit, tak i mutěňské gabro proniklo do moldanubických rul. Jeho kontaktní aureola je více než 600m široká a z východní strany je pluton omezen západočeskou střížnou zónou. Borský granit tvoří hranici mezi moldanubikem a TBO. Díky dvěma metodám datování a jejich odlišným výsledkům, lze chladnutí Borského plutonu označit za pomalé (Dörr a Zulauf, 2008).

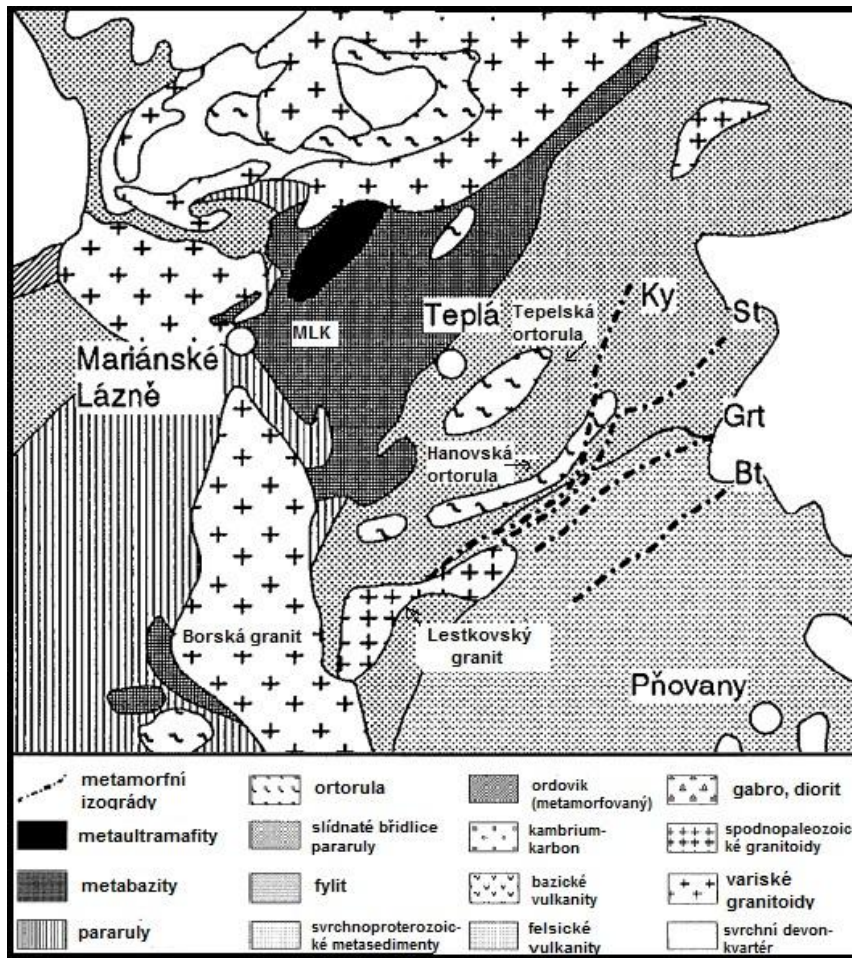
#### **Přehled datování v domažlickém krystalickém komplexu**

	metoda	stáří	autor
Mračický trondjemit	U-Pb (zirkony)	523 ± 4-5 Ma	Zulauf et al., 1997
Babylonský granit	U-Pb (zirkony)	342 +10/-6 Ma	Dörr, Zulauf, 2008
Muněťínské gabro	U-Pb (zirkony)	341 ± 1 Ma	Dörr a Zulauf, 2008
Drahotínský diorit	U-Pb (zirkony)	328 ± 1 Ma	Dörr a Zulauf, 2008
Borský granit	K- Ar	321 a 315 Ma	Siebel et al., 1999
	U-Pb (zirkony)	337 +6/-4 Ma	Zulauf a Dörr, 1998
Kdyně-Neukirchen gabro	U-Pb (zirkony)	511 ± 3 Ma	Gebauer, 1993
Pegmatitové žíly	Rb-Sr (muskovit)	477- 494 ± 5 Ma	Glodny et al., 1998

Tabulka č.1



## 2.2.b Tepelský krystalický komplex



**Obr.6.** Zjednodušená mapa tepelského krystalického komplexu, upraveno podle Zulaufa et al. (1997) *MLK- mariánsko-lázeňský komplex*

Tepelský krystalický komplex se nachází v severozápadním rohu TBO (obr. 4) a do značné míry je jeho vývoj i litologie podobná domažlickému krystalickému komplexu. Běžnými horninami jsou zde metadroby a metaprachovce s vložkami metavulkanitů, když bereme v potaz jejich geochemii, tak se stejně jako horniny v oblasti mezi Domažlicemi a Stodem řadí do svrchnoproterozoické kralupsko-zbraslavské skupiny (Mašek, 1981; Chlupáč, 1993; Henjes-Kunst et al., 1995). Kadomská regionální metamorfóza je v této oblasti zachována v podobě severovýchodně - jihozápadně směřujících metamorfnních izográd (od jihovýchodu jsou to chlorit-sericitická, bitotitová, granátová, staurolitová a kyanitová, obr. 6), které byly pravděpodobně odkryty během pozdně variských procesů (Žáček et al., 1993; Žáček, 1994; Cháb a Žáček, 1994; Cháb et al., 1997; Zulauf, 2001). I přesto, že během variských procesů



docházelo k intenzivní mylonitické deformaci ( $D_3$ ) a metamorfní isogrady obou metamorfóz (kadomské i variské) se z části překrývají a dosahují srovnatelných podmínek, záznam o kadomské deformaci ( $D_1$  a  $D_2$ ) zůstal zachován ve vnitřní foliaci granátu a v převládající foliaci méně metamorfovaných hornin chlorit-sericitické, biotitové a granátové zóny. (Zulauf, 1997b; Zulauf a Vejnar, 1998). V pararulách tepelského krystalického komplexu jsou zastoupeny dvě generace granátů, které svým složením a stářím dokládají kadomské a variské tektonometamorfní podmínky (Žáček, 1994; Zulauf, 1997b).

Mezi těmito dvěma událostmi došlo v této oblasti k intruzi granitoidních plutonů (obr. 6) podél dextrálních střížných zón vzniklých v transtenzním režimu, jež je spojován s rozpadem severního okraje Gondwany (Dörr et al., 1998; Zulauf a Vejnar, 1998). Stáří těchto plutonů (Hanovský, Lestkovský a Tepelský – tabulka č. 2) bylo Dörrem et al. (1998) určeno na 516-511 Ma (střední kambrium) a jsou tedy o něco mladší než plutony domažlického krystalického komplexu - 523 Ma (Zulauf et al., 1997, tabulka č.1) a Stod-Neukirchen Kdyňského komplexu - 524-522 Ma (Dörr et al., 2002). Díky vztahům mezi krystalizací a deformací v kontaktních aureolách kambrických plutonů, lze od sebe odlišit kadomské a variské události, což platí pro plutony tepelského krystalického i domažlického krystalického komplexu (Dörr et al., 1998; Zulauf et al., 1997). S nástupem variské orogeneze však nebyly od deformace ušetřeny ani již zmíněné plutony tepelského krystalického komplexu. Tepelský a Hanovský (obr. 6), které leží severozápadně od staurolitové izogrady byly deformovány a přeměněny z původního granitoidního složení na mylonitizované ortoruly (Dörr et al., 1998). Na rozdíl od předchozích dvou se Lestkovský pluton nachází převážně v granátové zóně (obr. 6) a nejeví tak známky výrazné mylonitizace (Zulauf, 2001).

Těleso plutonu nedaleko obce Lestkov je podlouhlého tvaru, jehož protažení v zásadě kopíruje severovýchodní - jihozápadní směr průběhu metamorfních izográd. Jak je zmíněno výše jeho převážná část leží v granátové zóně, ale jeho okraje se nacházejí i v sousední biotitové a staurolitové zóně. Jeho složení je mírně variabilní přičemž kromě hlavního metagranitu a metagranodioritu obsahuje také menší množství mataquartzdioritu, metatonalitu a metadioritu (Žáček a Cháb, 1993; Dudek a Eliáš, 1984). Horniny kontaktní aureoly plutonu často nejsou odhalené, nicméně ve vzdálenosti kolem 3 km od intruze je zaznamenána přeměna metadrob na skvrnitě břidlice, ve kterých prodělal křemen statickou rekrystalizaci a jejichž skvrny obsahují primární biotit místy již nahrazený chloritem (Dörr et al., 1998). Pro východní kontaktní

aureolu nacházející se v biotitové zóně platí, že deformační mechanismy zaznamenané v křemenech i nově vzniklé minerály indikují podmínky retrogradní metamorfózy nižší facie zelených břidlic v průběhu post-plutonických procesů (Dörr et al., 1998).

Hanovská ortorula (obr. 6) má charakter poměrně úzkého a opět severovýchodně - jihozápadně protaženého tělesa. V jeho prodloužení na jihozápadní stranu leží ještě malý útvar (Michalovy hory), který má podobné složení. Oba plutony se nachází v kyanitové zóně, jejíž hranice je převážně paralelní s protažením útvarů, ale ve východní části se stáčí směrem k severu a přetíná hanovskou ortorulu, tím pádem se její nejvýchodnější cíp nachází ve staurolitové zóně. Složení plutonu je vzhledem k protolitu hodně podobné jako u Lestkova. Ortorula obsahuje granit, granodiorit a quartzdiorit (Žáček a Cháb, 1993; Dudek a Eliáš, 1984). Prakticky celá hornina je značně porušená stříhy asociovanými s mylonitizací. Zatímco plagioklas v hanovské ortorule často podléhá sericitizaci nebo je nahrazen křemenem, K-živce (mikroklin) je zejména v high-strain doménách vystřídán myrmekitem, tyto skutečnosti i deformační mechanismy poukazují na podmínky vmístění, které odpovídají nižší amfibolitové facii (Dörr et al., 1998).

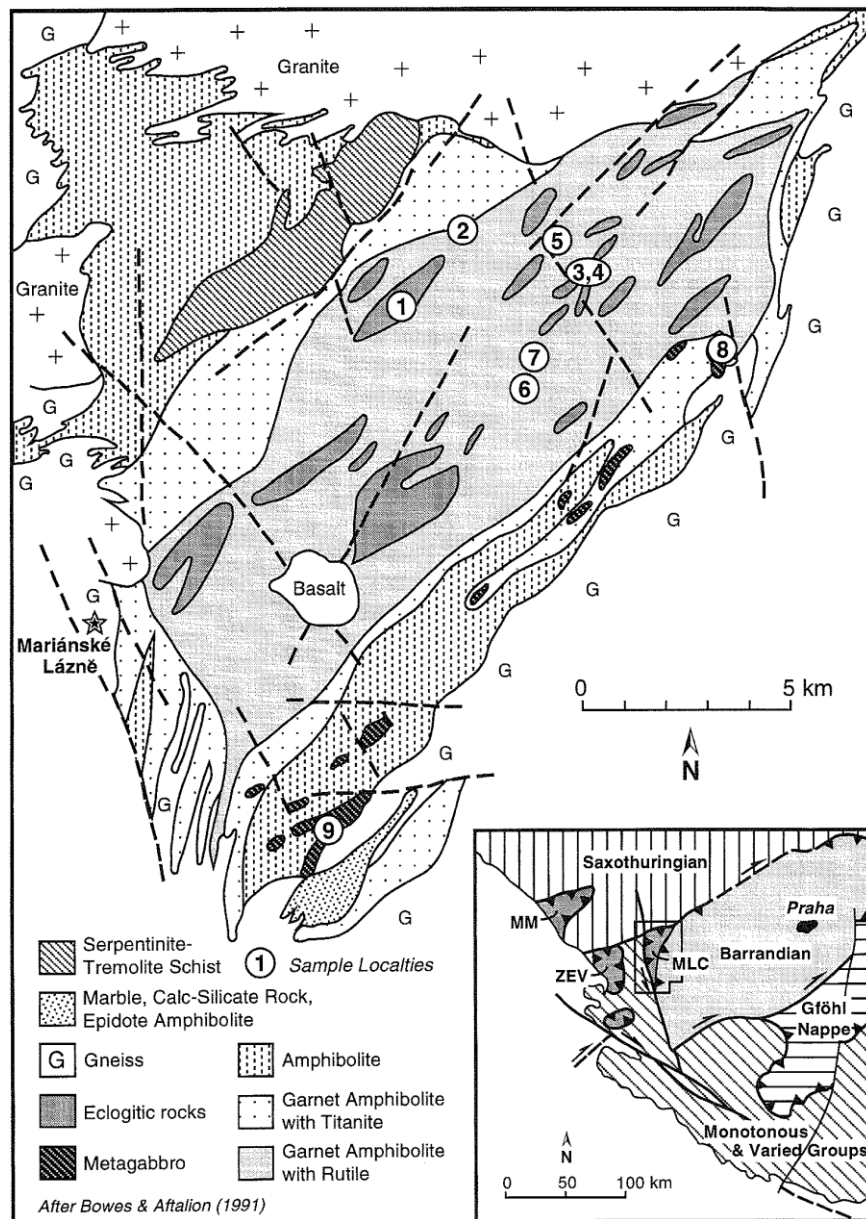
Tepelský pluton (obr. 6) vystupuje v podobě čočkovitého útvaru, který je ve své severovýchodní části zakončen lalokovitě s jedním úzkým, ale poměrně dlouhým výběžkem. Toto těleso, na rozdíl od předchozích dvou, leží celé v kyanitové zóně. Díky velkým vyrostlým draselného živce, byl protolitem ortoruly stanoven hrubozrný granit, ale v okrajových oblastech najdeme i jemnozrnější formu a některé její části lze interpretovat jako migmatity (Kratochvíl et al., 1951; Tonika et al., 1992). Stejně jako v případě Hanovského plutonu i zde byly horniny značně porušeny, což ukazuje mylonitická foliace, jejíž stupeň narůstá od hrubozrnějších partií ve středu k jemnozrnějším varietám na okraji tělesa, toto spolu s dalšími indikátory dokazuje severozápadní směr pohybů (Dörr et al., 1998). V high-strain doménách byl plagioklas převážně nahrazen křemenem, biotitem a místy dokonce světlou slídou, hlavním draselným živcem je opět mikroklin přecházející na myrmekit a právě rekrystalizace těchto dvou minerálů dokládá podmínky minimálně amfibolitové facie, které korespondují s teplotním intervalem (540-640<sup>0</sup>C) zjištěným ve střední a jihovýchodní části kyanitové zóny (Dörr et al., 1998).

### Přehled datování v tepelském krystalickém komplexu

Lestkovský granit	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zirkony)	517-511 $\pm$ 10 Ma	Dörr et al., 1998
Hanovská ortorula	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (zirkony)	516 $\pm$ 10 Ma	Dörr et al., 1998
Tepelská ortorula	(zirkony)	513 $\pm$ 7/-6 Ma	Dörr et al., 1998
Pegmatitové žíly	Rb-Sr (muskovit)	487- 475 $\pm$ 5 Ma	Glodny et al., 1998

Tabulka č.2

### 3. Mariánsko- lázeňský komplex



**Obr.7.** Zjednodušená geologická mapa MLK, upraveno podle Bowes a Aftalion (1991)

Čočky živcových rul v granátickém amfibolitu nejsou zobrazeny (pro přehlednost)

Na severozápadním okraji TBO najdeme (podél hlavní tektonické hranice) Mariánsko-lázeňský komplex (obr. 7), který představuje největší nahromaděné množství bazických a ultrabazických hornin v rámci středoevropských variscid (Kastl a Tonika, 1984). Na severní straně byl podle Kachlíka (1993) tento komplex přesunut přes metamorfované jednotky sousedního saxothuringika. Další významný tektonický kontakt se nachází na jihovýchodě na hranici s domažlickým krystalickým komplexem (obr. 7), kde byly barroviansky metamorfované horniny zatlačeny k severozápadu přes metagabra a amfibolity mariánsko-lázeňského komplexu (Matte et al., 1990; Zulauf, 1997b).

S mariánsko-lázeňským komplexem jsou také srovnávány oblasti ze sousedního saxothuringika zóna Erbendorf-Vohenstrauss a Münchberský masiv. Geochemie mariánsko-lázeňského komplexu a Münchberského masivu (obr. 7) je podobná, když bereme v potaz hlavní prvky, REE a izotopy Nd i Sm (Beard et al., 1995). Také stáří protolitů metagabra a eklogitů z Münchberského masivu 480-500 Ma (Bosbach et al., 1991) je podobné stáří metagaber z mariánsko-lázeňského komplexu 496 Ma (Bowes a Aftalion, 1991), zároveň jsou v těchto komplexech velmi podobná i stáří metamorfózy eklogitů. Již zmíněná data nahrávají interpretaci, že zóna Erbendorf-Vohenstrauss, Münchberský masiv i mariánsko-lázeňský komplex jsou korelativní jednotky (Matte et al., 1990), nicméně podle Okrusche et al. (1991) je to sporné. Münchberský masiv a zóna Erbendorf- Vohenstrauss jsou vykládány jako rozsáhlé útesy z kořenové zóny na hranici mezi saxothuringikem a TBO, která je omezena mariánsko-lázeňským komplexem (Beard et al., 1995). Podle Jelínka et al. (1997) lze porovnat tento komplex také s erbendorfskou jednotkou zelených břidlic, která je pravděpodobně pokračováním zbytků suturového pásma, jež oddělovalo sasko-durynské a barrandiensko-armorické pásmo.

### **3.1. Litologie mariánsko-lázeňského komplexu**

Dominantní horninou celého komplexu jsou amfibolity (obr. 7), které v sobě uzavírají eklogity, vzácné jsou i vysokotlaké granulity, dále jsou zastoupeny také serpentinity i amfibolitové břidlice s koronitickým metagabrem a vložkami pararul nebo felsických ortorul (Fiala, 1958; Jelínek et al., 1997; Štědrá, 2001).

Amfibolity tvořící převážnou část tohoto komplexu jsou uspořádány podle stupně metamorfózy do třech zón (obr. 7, Beard et al., 1995). Všechny tyto zóny jsou protažené v severovýchodním - jihozápadním směru. Vnější zóna se skládá z amfibolitů nižšího stupně metamorfózy, s ní sousedí intermediální zóna reprezentovaná amfibolity s granátem a titanitem. Uprostřed leží vnitřní zóna, která vykazuje známky nejvyššího stupně metamorfózy a je charakterizována amfibolity s rutilem a granátem. Na severozápadě mezi intermediální a vnější zónou najdeme pás serpentinitu, který podle Kachlíka (1993) představuje tektonický kontakt a tudíž je tato oblast včetně části vnějších amfibolitů přiřazována samostatné jednotce.

Podél jihovýchodního okraje komplexu se na hranici s TBO vyskytují koronitická metagabra (obr. 7), která tvoří několik těles v amfibolitech. Na několika vzorcích hrubozrnného a střednězrnného metagabra je patrná ofitická až koronitická textura včetně metamorfního granátu, který je obklopen klinopyroxenem, amfibolem a ilmenitem (Timmermann et al., 2004). Podle Štědré (2001) je celkem dobře zachovaný plagioklas magmatického původu částečně rekrystalizovaný a najdeme na něm i malinké krystalky jehličkovitého kyanitu, zoisitu nebo anortitové pseudomorfózy po zoisitu. Geochemická data ukazují na vysoké obsahy Mg a Cr, ale v porovnání s ortorulou je ochuzeno o LILE prvky (Timmermann et al., 2004).

Výskyt eklogitů je vázán na centrální část komplexu, kde vystupují v podobě budin a čočkovitých útvarů v rámci vnitřní zóny rutil- granátových amfibolitů (obr. 7). Granát v eklogitech mariánsko-lázeňského komplexu běžně obsahuje inkluze křemene a rutilu, ale v několika případech je v inkluzích přítomný i amfibol, epidot nebo plagioklas, což poukazuje na prográdní charakter metamorfózy (Beard et al., 1995). Metamorfní podmínky podle Medarise et al. (1993) se pohybují v rozmezí 625-730 °C a 14-16,4 kbar v závislosti na lokalitě. Většina eklogitů byla přetisknuta metamorfózou odpovídající podmínkám granulitové facie a následně během exhumace prodělaly ještě metamorfózu v podmínkách amfibolitové facie (Timmermann et al., 2004). Díky geochemickým datům můžeme protolity eklogitů rozdělit na MORB bazalty ochuzené o LREE (N-MORB) typy, přechodné typy (T-MORB) a bazalty obohacené o LREE (E-MORB) typy (Kastl a Tonika, 1984; Beard et al., 1995). Protolity mohou být také mafická magmata, která intrudovala do kontinentální kůry, ale v případě mariánsko-lázeňského komplexu je izotopové složení eklogitů ochuzenější, než by bylo ve zmíněném případě (Timmermann et al., 2004). Další možností je, že by protolity



pocházely z méně ochuzeného nebo spíše trochu obohaceného zdroje (Hawkesworth a Vollmer, 1979; Hawkesworth et al., 1990; Voshage et al., 1990).

### 3.2. Datování v mariánsko-lázeňském komplexu

metoda			
Sm - Nd	Eklogity (jádro)	409 ± 8 Ma	Beard et al., 1995
	Eklogity (lem)	367 ± 4 Ma	Beard et al., 1995
	Eklogity	377 ± 7 Ma	Beard et al., 1995
K - Ar	Metagabro (hornblend)	397 ± 5 Ma	Zulauf, 1997b
	Metagabro (biotit)	317 ± 4 Ma	Zulauf, 1997b
	Amfibolit (biotit)	369 Ma	Kreuzer et al., 1992
U - Pb	Metagabra (zirkon)	503 - 496 Ma	Timmermann et al., 2005
	Metagabra (zirkon)	496 ± 1 Ma	Bowes a Aftalion, 1991
	Eklogity (zirkon - 2 generace)	377 ± 27 Ma 539 ± 2 Ma	Timmermann et al., 2004
	HP granulity (zirkon)	545- 535 Ma	Timmermann et al., 2004
	Ortorula (monazit)	380 ± 3 Ma	Timmermann et al., 2004
	Amfibolit (zirkon)	384 ± 2 Ma 540 Ma - protolit	Timmermann et al., 2004

Tabulka č. 3

Datování může být v případě této oblasti docela problematické. Jak již bylo zmíněno, tento komplex se skládá převážně z HP hornin a pro tento typ hornin je obtížné datování pomocí nejběžnější metody U - Pb na zirkonech. Podle Timmermann et al. (2004) mafické horniny, jaké jsou zastoupeny v oceánské kůře, většinou netvoří potřebné zirkony během počáteční krystalizace protolitu, protože mají relativně malý obsah SiO<sub>2</sub> komponent a naopak vysokou rozpustnost Zr v mafické tavenině. Zr je součástí klinopyroxenu a dalších minerálů a k jeho uvolňování dochází následně pouze při anatexi nebo v průběhu metamorfní rekrystalizace, kdy dojde k vytvoření metamorfního zirkonu z uvolněného Zr a SiO<sub>2</sub> (Davidson a van Breemen, 1988; Heaman a Parrish, 1991). V souvislosti s těmito údaji je předmětem zkoumání, jestli se v některých oblastech tvořil zirkon jako součást HP procesů anebo spíše v retrográdních

podmínkách např. během exhumace za přítomnosti taveniny (Roberts a Finger, 1997; Fernandez- Suarez et al., 2002; Whitehouse a Platt, 2003; Timmermann et al., 2004), což má zásadní vliv na interpretaci tektonometamorfního vývoje zkoumané oblasti.

#### **4. Závěr: záznam kambro-ordovického riftingu na rozhraní mariánsko-lázeňského komplexu a TBO**

Stejně jako v datování, tak i v interpretaci tektonického vývoje Mariánsko-lázeňského komplexu převažuje několik názorů. Jedním z nich je, že se jedná o kambro-ordovický (meta) ofiolitový komplex, který byl vyzdvižen v souvislosti s variskou subdukcí (např. Beard et al., 1995; Kastl a Tonika, 1984). Podle Timmermann et al. (2004) lze horniny tohoto komplexu rozdělit podle několika kritérií do dvou skupin (jedna vykazuje stáří cca 540 Ma a druhá cca 380 Ma), což neodpovídá teorii vzniku při kambro-ordovickém riftingu a vytvoření oceánského dna (Bowes a Aftalion, 1991; Jelínek et al., 1997; Floyd et al., 2000), protože protolitové stáří eklogitů, HP granulitů a amfibolitů v mariánsko-lázeňském komplexu bylo určeno jako pozdně kadomské (Timmermann et al., 2004). Strukturní a kinematická data naznačují podle Zulaufa (2001), že se jedná o metamorfovaný korový komplex, jehož oddělená vrchní část je reprezentována tepelským krystalickým komplexem. Nicméně podle Timmermann et al. (2004) jsou metagabra na hranici mariánsko-lázeňského a tepelského krystalického komplexu jedinými horninami, které korespondují s kambro-ordovickým riftingem a následným rozpadem Gondwany (Bowes a Aftalion, 1991; Timmermann et al., 2005). Pozdější kolize saxothuringika s TBO cca 370 Ma (Schäfer a Dörr, 1995; Schäfer et al., 1997), byla doprovázena exhumací eklogitů mariánsko-lázeňského komplexu (Dörr a Zulauf, 2008), což by přibližně odpovídalo i výsledkům podle Timmermann et al. (2004), kdy stáří zirkonů cca 380 Ma interpretovali jako exhumaci eklogitů a HP granulitů.

Vývoj oblasti v období korové extenze můžeme interpretovat hlavně díky informacím o intruzích metagaber mariánsko-lázeňského komplexu a granitoidů z TBO, které podle Štědré et al. (2002) probíhaly současně. Geochemie metagaber převážně odpovídá složení intradeskových bazaltů nebo bazaltů oceánských ostrovů a díky stáří přibližně 500 Ma jsou metagabra většinou považována za první důkaz o riftingu v severní části Gondwany, který vedl k oddělení Armoriky (Timmermann et al., 2005). Podobně jako metagabra, tak i granitoidy s afinitou vulkanických oblouků poukazují na transtenzní

režim související s rozpadem aktivního severního okraje Gondwany (Dörr et al., 1998). Tudíž granitoidy reprezentují kůru typu ostrovních oblouků, která byla znovu natavena přísunem tepla během závěrečné fáze pozdně kadomské subdukce (Zulauf et al., 1999). Hlavní nárůst monazitů v okolí intruze metagaber na hranici mariánsko-lázeňského komplexu a TBO přibližně 500 Ma dokazuje, že v té době musely být tyto dvě jednotky už spojeny (Timmermann et al., 2005). Do stejné etapy hlavních plutonických událostí (i když v pozdější fázi) lze zařadit i vmístění a krystalizaci množství pegmatitů (Timmermann et al., 2005).



## **Použitá literatura:**

Bankwitz, P., Bankwitz, E., Kramer, W., Pin, C., 1994. Early Palaeozoic bimodal volcanism in the Vesser area, Thuringian forest, eastern Germany. ZBL. Geol. Palänt. Teil. I, 1992: 1113-1132.

Beard, B.L., Medaris, L.G., Johnson, C.M., Jelínek, E., Tonika, J. and Riciputi, L.R., 1995. Geochronology and geochemistry of eclogites from the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic: Implications for Variscan orogenesis. Geol. Rndsch.. 84. 552-567.

Bosbach D., Stosch H-G., Seidel E., 1991. Magmatic and metamorphic evolution of metagabbros in the Munchberg Massif, N.W. Bavaria. Contrib Mineral Petrol 107:112-123.

Bowes, DR., Aftalion, M., 1991. U-Pb zirkon isotopic evidence for early Ordovician and late Proterozoic units in the Mariánské Lázně komplex, Central European Hercynides. N. Jahrb. Miner. Mh. 7:315-326.

Bues, C., Behrmann, J., Franke, W., Pauli, C., Seibert, J., Zulauf, G., 1998. Strukturentwicklung und Kinematik der Metabasite und Metapelite im Grenzbereich Teplá-Barrandium/Moldanubikum im Raum hoher Bogen (NE Bayern). Z Dtsch. Geol. Ges. 149:329-343.

Bues, C., Dörr, W., Fiala, J., Vejnar, Z., Zulauf, G., 2002. Emplacement depth and radiometric ages of Paleozoic plutons of the Neukirchen-Kdyně massif: differential uplift and exhumation of Cadomian basement due to Carboniferous orogenic collapse (Bohemian Massif). Tectonophysics 352: 225-243. Doi:10.1016/S0040-1951(02)00198-1.

Bues, C., Zulauf, G., 2000. Microstructural evolution and geologic significance of garnet pyroclastics in the Hoher-Bogen shear zone (Bohemian Massif, Germany). Int. J. Earth Sci. 88: 803-813. Doi:10.1007/s005310050307.

Dallmeyer, R.D., Urban, M., 1998. Variscan vs Cadomian tectonothermal activity in northwestern sectors of the Teplá-Barrandian zone, Czech Republic: constraints from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages. Geol. Rundsch. 87, 94-106.

Davidson, A., & van Breemen, O., 1988. Baddeleyite zirkon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province: implications for geochronology. Contributions to Mineralogy and Petrology. 100, 291-299.

Dörr, W., Fiala J., Vejnar, Z., & Zulauf, G., 1998. U-Pb zirkon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline komplex: evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). Geologische Rundschau. 9, 135-149.

Dörr, W., Zulauf, G., Fiala, J., Franke, W. & Vejnar, Z., 2002. Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá Barrandian unit a correlation of U-Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). Tectonophysics. 352, 65-85.

Dörr, W., Zulauf, G., 2008. Elevator tectonics and orogenic collapse of a Tibetan- style plateau in the European Variscides: the role of the Bohemian shear zone. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* DOI 10.1007/s00531-008-0389-x

Drost, K., Linnemann, U., McNaughton, N., Fatka, O., Kraft, P., Gehmlich, M., Tonk, Ch., Marek, J., 2004. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 93: 742-757.

Dudek, A., Eliáš, M., 1984. Magmatic history. In: Suk, M. et al. (eds). *Geological history of the territory of the Czech Soc. Republic*. Academia Publishing, House of Czech Akademie of Sciences, pp. 229-262.

Fatka, O., Frýda, J., Kachlík, V., Kraft, P., Dolejš, D., 1998. Sedimentary and volcanic events in the Teplá- Barrandian crustal segment (Bohemia) as a response to dated intracrustal processes. *Schr Staatl Mus Min Geol Dresden* 9: 136-137.

Fernandez-Suarez, J., Corfu, F., Arenas, R., Marcos, A., Catalan, J. R. M., Garcia, F. D. & Abati, J., 2002. U-Pb evidence for a polyorogenic evolution of the HP-HT unit of the NW Iberian Massif. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 143, 236-253.

Fiala, F., 1958. Hlavní typy hornin v širším okolí Pramenů v Císařském lese. *Geologické práce* 50, Bratislava, 3-70.

Fiala, F., 1977. The Upper Proterozoic volcanism of the Barrandian area and the problem of spilites. *Sbor Geol věd* 42: 9-40.

Fiala, F., 1978. The TiO<sub>2</sub>- K<sub>2</sub>O- P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> diagram and tectonomagmatic relations of the volcanics of the Barrandian area. *Věst Ústř Úst Geol* 53: 333-346.

Finger, F., Roberts, M. P., Haunschmidt, B., Schermayer, A., Steyer, H. P., 1997. Variscan granitoids of the Central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Mineralogy and petrology*, 61: 67-96.

Finger, F., Tichomirowa, M., Pin, C., Hanžl, P., 2000. Relics of an early-Panafrican metabasite-metarhyolite formation in the Brno massif, Moravia, Czech republic. *International Journal of Earth Sciences*, 89 (2): 328-335.

Floyd, P. A., Winchester, J. A., Seston, R., Kryza, R. & Crowley, Q. G., 2000. Review of geochemical variation in Lower Palaeozoic metabasites from the NE Bohemian Massif: intracratonic rifting and plume-ridge interaction. In: Franke, W., Altherr, R., Haak, V. & Oncken, O. (eds). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt of Central Europe*. Geological Society, London, Special Publications. 179, 155-174.

Fossen, H., Tikoff, B., 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application on transpression-transension Techniques. *J. Struct. Geol.* 15:413-422.

Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 230:67-90.

Franke, W., 1989b. The geological framework of the KTB drill site, Oberpfalz. In: Emmermann, R., Wohlenberg, J., (eds). *The German Continental deep Drilling Program (KTB)*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 38-54.

Franke, W., Haak, V., Onken, O. & Tanner, D., 2000. Orogenic processes: quantification and modelling in the Variscan belt. In: Franke, W., Altherr, R., Haak, V. & Oncken, O. (eds). *Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt of Central Europe*. Geological Society, London, special Publications. 179, 35-61.

Gebauer, D., 1993. Geochronologische Übersicht. In: Bauberger W. (ed). *Geologische Karte von Bayern 1:25 000, Erläuterungen zum Blatt, 6439. Tannesberg, München*, pp. 10-22.

Glodný, J., Grauert, B., Krohe, A., Vejnar, Z., Fiala, J., 1995. Altersinformation aus Pegmatiten der westlichen Böhmisches Masse: ZEV, Teplá-Barrandium und Moldanubikum. 8 DFG – Kolloquium Schwerpunktprogramm „Kontinentales Tiefbohrprogramm der Bundesrepublik Deutschland“, 25-26, May, 1995. Giessen (Abstract).

Glodný, J., Grauert, B., Fiala, J., Vejnar, Z., Krohe, A., 1998. Metapegmatites in the western Bohemian massif ages of crystallization and metamorphic overprint, as constrained by U-Pb zircon, monazite, garnet, columbite and Rb-Sr muskovite data. *Geol. Rundsch.* 87:124-134.

Hawkesworth, C.J. & Vollner, R., 1979. Crustal contamination versus enriched mantle: Nd/ Nd and Sr/ Sr evidence from the Italian Volcanics. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69. 151-165.

Hawkesworth, C.J., Kempton, P.H., Rogers, N.W., Ellam, R.M. & van Calsteren, P.W., 1990.

Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 96. 256-268.

Heaman, L.M. & Parrish, R.R., 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals. In: Heman, L.M. & Ludden, J.N. (eds). *Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook 19. 59-102.

Henjes-Kunst, F., Müller-Sigmund, H., Vejnar, Z., Fiala, J., 1995. Geochemical and Sr-Nd isotopic composition of Teplá-Barrandian metasediments. *Terra Abstr.* 7:339.

Hladil, J., et al., 1999. The Devonian in the Easternmost Variscides, Moravia: a holistic analysis directed towards comprehension of the original context. *Abh. Geol. B.-A.*, 54: 27-47

Holub, F., Cocherie, A., Rossi, P., 1997. Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech republic): constrains on the chronology of thermal and tectonic events along

the Moldanubian-Barrandian boundary. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la terre et des planctes*, 325: 19-26

Cháb, J., Suk, M., 1978. The metamorphic development of the Bohemian massif on the Czechoslovak territory. *Sborník Geol. Věd. Geol.* 31:109-126.

Cháb, J., Šrámek, J., Pokorný, L., Chlupáčová, M., Manová, M., Vejnar, Z., Waldhauserová, J. & Žáček, V., 1997. The Teplá Barrandian Unit. In: Vrana, S. & Štědrá, V. (eds). *Geological Model of Western Bohemia Related to the KTB Borehole in Germany*. *Journal of Geological Sciences, CGS Prague* 47. 80-104.

Cháb, J., Žáček, V., 1994. Metamorphism of the Teplá crystalline komplex. *KTB Rep.* 94-3:33-37.

Chlupáč, I., 1993. *Geology of the Barrandian. A field trip guide*. Waldemar Kramer, Frankfurt a. M.

Chlupáč, I., 1994. Facies and biogeographic relationships in Devonian of the Bohemian Massif. *Courier Forchsh. Senckenberg*, 169: 299-317

Jelínek, E., Štědrá, V. & Cháb, J., 1997. The Mariánské Lázně Complex. In: Vrana, S. & Štědrá, V. (eds). *Geological Model of Western Bohemia Related to the KTB Borehole in Germany*. *Journal of Geological Sciences* 47. 61-70.

Kachlík, V., 1992. Metabasites in the area of L. Kynžvart, Lazy and Prameny W from the Mariánské Lázně metaophiolite komplex and problem of Saxothuringian-Teplá-Barrandian terrane boundary. Abstract, 7th Geological Workshop „Styles of superposed Variscan Nappe Tectonics“, Kutná hora 1992. P. 47.

Kachlík, V., 1993. The evidence fot Late Variscan nappe thrusting of the Mariánské Lázně Complex over the Saxothuringian terrane (West Bohemia). *J. Czech Geol. Soc.* 38:43-53.

Kachlík, V., 2003. *Geologický vývoj území České republiky*

Kachík, V., Patočka, F., 1998. Cambrian/Ordovician intracontinental rifting and Devonian closure of the rifting generated basins in the Bohemian Massif realms., 57-66. *Acta Univ. Carol. Geol.*, 42 (3/4): 433-441.

Kachlík, V., Chlupáč, I., 2001. *Základy geologie- Historická geologie*. Univerzita Karlova v Praze, nakladatelství Karolinum, Praha 1.

Kastl, E. & Tonika, J., 1984. The Mariánské Lázně metaophiolitic komplex (West Bohemia). *Krystalinikum* 17. 59-76.

Košler, J., Rogers, G., Bowes, D.R., Hopgood, A.M., 1994. Rb-Sr isotopic evidence for polymetamorphism in the Domažlice crystalline complex from a study of mica-feldspar pairs in a segregation pegmatite near Stráž, western Bohemia. *Mitt Öester Mineral Ges.* 139: 75-76.

Košler, J., Bowes, D.R., Farrow, C.M., Hopgood, A.M., Rieder, M., Rogers, G., 1997. Constraints on the timing of events in the multi-episodic history of the Teplá-Barrandian complex, western Bohemia, from integration of deformational sense and Rb-Sr isotopic data. *N. Jahrb. Miner. Mh.* 1997 (5):203-220.

Kratochvíl, F., Vachtl, J., Zoubek, V., 1951.: Geologické poměry kříženecko-nezdického pásma Tepelské vysočiny. *Sb. Ústř. úst. geol. k šedesátinám Prof. Dr. R. Kettnera XVIII.*, pp. 201-232.

Kreuzer, H., Müller, P., Okrusch, M., Patzak, M., Schüssler, U., Seidel, E., Šmejkal, V., Vejnar, Z., 1990. Ar-Ar confirmation for Cambrian, early Devonian and mid – Carboniferous tectonic units at the western margin of the Bohemian massif. *Zbl. Geol. Paläontol Teil. I.* 1991 (5): 1332-1335.

Kröner, A., Wendt, J., Liew, T.C., Compston, W., Todt, W., Fiala, J., Vaňková, V., Vaněk, J., 1988. U-Pb zirkon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contrib. Mineral Petrol.* 99: 257-266. Doi: 10.1007/BF00371466.

Kröner, A., Willner, A.P., Hegner, E., Frischbutter, A., Hofmann, J., Berger, R., 1995. Latest Precambrian (Cadomian) zirkon ages, Nd isotopic systematics and P-T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech republic. *Geol. Rundsch.* 84 (3): 437-456.

Kröner, A., O'Brien, P.J., Nemchin, A.A., Pidgeon, R.T., 2000. Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. *Contrib. Mineral Petrol.* 138: 127-142. Doi: 10.1007/s004100050013.

Kruhl, J.H., Huntemann, T., 1991. The structural state of the former lower continental crust in Calabria (S. Italy). *Geol. Rundsch.* 80: 289-302.

Kříbek, B., Pouba, Z., Skoček, V., Waldhausrová, J., 2000. Neoproterozoic of the Teplá- Barrandian Unit as a part of the Cadomian orogenic belt: A review and correlation aspects. *Bulletin Czech Geol Surv* 75 (3): 175-196.

Kříž, J., 1988. Silur. In: I. Chlupáč (Editor), *Paleozoikum Barrandienu*. ČGÚ, Praha, pp. 117-143

Kukal, Z., Jäger, O., 1988. Siliciclastic signal of the variscan orogenesis: the Devonian Srbsko Formation of Central Bohemia. *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 63 (2): 65-80.

Mainprice, D., Bouchez, J. L., Blumenfeld, P., Tubia, J., 1986. Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high-temperatures. *Geology* 14, 819-822.

- Maluski, H., Patočka, F., 1997. Geochemistry and Ar<sup>40</sup>- Ar<sup>39</sup> geochronology of the mafic metavolcanic rocks from the Rychory Mountains complex (west Sudetes, Bohemian Massif): Paleotectonic significance. *Geological Magazine*, 134 (5): 704-716.
- Marheine, D., Kachík, V., Patočka, F., Maluski, H., 1999. The Paleozoic polyphase tectonothermal record in the Krkonoše Jizera Crystalline Unit. *Geolines*, 9: 133-135.
- Marheine, D., Kachík, V., Maluski, H., Patočka, F., Zelazniewicz, A., 2002. The Ar-Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. *Journal of the Geol. Soc. London, Special Publications*, 201: 133-155.
- Mašek, J., 1981. Ke geologii proterozoika jv křídla Barrandienu. Korelace protetických a paleozoických stratiformních ložisek. 6: 14-28.
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P., Franke, W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian massif: results of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics* 177: 151-170.
- Matte, P., 2000. The variscan collage and orogeny (480-290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate: A review. *Terra Nova*, 13: 122-128.
- Medaris, L. G. Jr., Beard, B. L., Misař, Z., Jelinek, E., 1993. Tectonostratigraphic setting of Czech Moldanubian eclogites and peridotites (abstr.) *Terra Nova* (suppl.4): 17.
- O'Brien, P., Vrána, S., 1995. Eclogites with a short-lived granulite-facies overprint in the moldanubian zone, Czech republic- petrology, geochemistry and diffusion modelling of garnet zoning. *Geol. Rundsch.*, 84 (3): 473-488.
- Okrusch, M., Matthes, S., Klemd, R., O'Brien, P. J., Schmidt, K., 1991. Eclogites at the northwestern margin of the Bohemian Massif. A review *Eur. J. Mineral* 3: 707-730.
- Patočka, F., Galle, A., Vavrdová, M., Vlašímský, P., 1994. Early Paleozoic evolution of the Barrandian terrane, Bohemian Massif, Czech Republic: paleotectonic implications of sedimentary, fossil and volcanic rekord. *J. Czech Geol. Soc.* 39: 82-83.
- Pelc, Z., Waldhausrová, J., 1994. Geochemical characteristics of volcanics of the Barrandian Upper Proterozoic in the Chudenice- Nepomuk region (SW Bohemia). *Sbor Geol Věd Geol* 46: 5-21.(v češtině)
- Roberts, M. P., Finger, F., 1997. Do U- Pb ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology* 25, 319-322.
- Sanderson, D. J., Marchini, W. R. D., 1984. Transpression *J. Struct. Geol.* G.: 449-458.
- Schäfer, J., Dörr, W., 1995. Exhumation and accretion in a Variscan active margin as recorded in synorogenic clastic sediments. *Terra Nova* 7: 119

- Schäfer, J., Neuroth, H., Ahrendt, H., Dörr, W., Franke, W., 1997. Accretion and exhumation at a Variscan active margin, recorded in Saxothuringian flysh. *Geol Rundsch* 86: 599-611. DOI: 10.1007/s005310050166
- Scheuven, D., 1999. Die tektonometamorphe und kinematische Entwicklung im Westteil der Zentralböhmischen Scherzone (Böhmische Masse) – Evidenz für variscischen Kollaps. *Frankfurter Geowiss Arb.* 118: 1-273.
- Scheuven, D., Zulauf, G., 2000. Exhumation, strain, localization, and emplacement of granitoids along the western part of the central Bohemian shear zone (central European Variscides, Czech Republic). *Nt. J. Earth Sci.* 89: 617-630.
- Siebel, W., et al. 1997. Early palaeozoic acid magmatism in the Saxothuringian belt: New insights from a geochemical and isotopic study of orthogneisses and metavolcanic rocks from the Fichtelgebirge, SE Germany. *Journal of Petrology*, 38 (2): 203-230.
- Siebel, W., Breiter, K., Wendt, I., Höndorf, A., Henjes-Kunst, F., Rone, M., 1999. Petrogenesis of contrasting granitoid plutons in western Bohemia (Czech Republic). *Mineral Petrol.* 65: 207-235. DOI: 10.1007/BF01161961.
- Stosch, H.G., Lugmair, G., 1987. Geochronology and geochemistry of the eclogites from Münchberg Gneiss massif, F.R.G. *Terra Cognita*, 7: 163
- Štědrá, V., 2001. Tectonometamorphic evolution of the Mariánské Lázně Complex, Western Bohemia, based on the study of metabasic rocks. Ph.D. thesis, Charles University, Prague.
- Štědrá, V., Kryza, R. & Kachlík, V., 2002. Coronitic metagabbros of the Mariánské Lázně Complex and Teplá Crystalline Unit: inferences for the tectonometamorphic evolution of the western margin of the Teplá-Barrandian Unit, Bohemian Massif. In: Winchester, J. A., Pharaoh, T. C. & Verniers, J. (eds). *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. Geological Society, London, Special Publications 201, 217-236.
- Štorch, P., Fatka, O., Kraft, P., 1993. Lower Paleozoic of the Barrandian area (Czech republic)- a review. *Coloquios de Paleontología* 45: 163-191.
- Štorch, P., 1986. Ordovician- Silurian boundary in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia). *Sbor. Geol. Věd Geol* 41: 69-103.
- Tait, J. A., Bachtadse, V., Soffel H. C., 1994. Geodynamic history of the Armorican microplate during the Palaeozoic. *J. Czech Geol. Soc.* 39:112.
- Timmermann, H., Štědrá, V., Gerdes, A., Noble, S., Parrish, R. R., Dörr, W., 2004. The problem of dating HP metamorphism: an U-Pb isotope and geochemical study on eclogites and related rocks of the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic. *J. Petrol* 45: 1311-1338.

Timmermann, H., Dörr, W., Krenn, E., Finger, F., Zulauf, G., 2005. Conventional and in-situ Geochronology of the Teplá Crystalline Unit, Bohemian Massif: implications for the processes involving monazite formation. *Int. J. Earth Sci.* 95:629-648. Doi:10.1007/s00531-005-0060-8.

Tonika, J., et al., 1992. Základní geologická mapa ČSFR 1:25000, 11-412 Teplá s vysvětlujícím textem. MS Archiv Čes. geol. úst.

Tonika, J., Vejnar, Z., 1966. Geologie a petrografie stodského masivu. *Časopis Mineral Geol.* 25: 129-137.

van Breemen, O., Aftalion, M., Bowes, D. R., Dudek, A., Mísař, Z., Povondra, P., Vrana, S., 1982. Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Trans. R. Soc. Edinburgh Earth Sci.* 73: 89-108.

von Raumer, J. F., Stampfli, G. M., 2008. The birth of the Rheic Ocean – Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios. *Tectonophysics* 461 (1-4.1): 9-20.

Vejnar, Z., 1962. Zum Problem des absoluten Alters der kristallinen Schiefer und der Intrusiva des Westböhmisches Kristallins. *Krystalinikum* 1: 149-159.

Vejnar, Z., 1966. The petrogenetic interpretation of kyanite, sillimanite and andalusite in the southwestern Bohemian crystalline complexes. *N. Jahrb. Mineral Abh.* 104:172-189.

Vejnar, Z., 1977. The relationships between the metamorphic grade and composition of silicates in the West-Bohemian greenschists and amphibolites. *Krystalinikum* 13:129-158.

Vejnar, Z., 1980. Contact metamorphism associated with the Poběžovice basic massif, South-West Bohemia. *Věstník Ústředního Ústavu Geol.* 55 (6): 321-334.

Vejnar, Z., 1982. Regionální metamorfoza psamiticko-pelitických hornin domažlické oblasti. *Sbor Geol. Věd. Geol.* 37: 9-70 (in Czech with English summary).

Vejnar, Z., 1984. Magmatismus. In: Vejnar, Z., Doležal, J., Hazdrová, M., Kříž, J., Mrňa, F., Pokorný, L., Rudolský, J., Šefrná, L., Tásler, R., Tomášek, M., Volšan, V. (eds). *Geologie Domažlické oblasti*, Ústřední Ústav Geologický, Prague, pp 48-83.

Vejnar, Z., 1986. The Kdyně massif, South-West Bohemia: a tectonic modified basic layered intrusion. *Sbor Geol. Věd. Geol.* 41:9-67.

Vidal, P., Auvray, B., Charlot, R., Fediuk, F., Hameurt, J., Waldhauserová, J., 1975. Radiometric age of volcanics of the Cambrian „Křivoklát-Rokycany“ complex (Bohemian massif). *Geol. Rundsch.* 64:563-570.



- Voshage, H., Hofmann, A. W., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Sinigoi, S., Raczek, I. & Demarchi, G., 1990. Isotopic evidence from the Ivrea Zone for a hybrid crust formed by magmatic underplating. *Nature* 347. 731-736.
- Vrána, S., Blümel, P., Petrakakis, K., 1995. Metamorphic evolution (Moldanubian region: Moldanubian zone, ch. VII.C.4). In: Dallmeyer, R. D., Franke, W., Weber, K. (Editors), *Pre-Permian Geology of the Central and Eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 403-410.
- Waldhausrová, J., 1971. The chemistry of the Cambrian volcanics in the Barrandian area. *Krystalinikum*8: 45-75
- Waldhausrová, J., 1984. Proterozoic volcanic and intrusive rocks of the Jilove Zone in Central Bohemia. *Krystal.* 17:77-97.
- Waldhausrová, J., 1997. Geochemistry of volcanites (metavolcanics) in the western part of the TBU Precambrian and their original geotectonic setting. In: Vrana, S., Štědrá, V. (eds). *Geological model of western Bohemia related to the KTB boreale in Germany*. *J. Geol. Sci.* 47: 85-90.
- Wendt, J. I., Kröner, A., Fiala, J., Todt, W., 1993. Evidence from zircon dating for existence of approximately 2.1-Ga old crystalline basement in southern Bohemia. Czech Republic. *Geol. Rundsch.* 82: 42-50.
- Whitehouse, M. J. & Platt, J. P. 2003. Dating high-grade metamorphism: constraints from rare-earth elements in zircon and garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145. 61-74.
- Wulf, S., 1997. Typologie und Internstrukturen von Zirkonen syntektonischer Granitoide der Westböhmisches und Zentralböhmisches Scherzone. Dissertation, Giessen University, p 132.
- Ziegler, P. A., 1986. Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of western and central Europe. *Tectonophysics* 126: 303-328.
- Zulauf, G., 1994. Ductile normal faulting along the West-Bohemian Shear Zone (Moldanubian/ Teplá-Barrandian boundary)- Evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan internides. *Geol Rundsch* 83: 276-292.
- Zulauf, G., 1995. Cadomian and Variscan tectonothermal events in the SW part of the Teplá- Barrandian unit (Bohemian Massif, Czech republic). *Zbl. Geol. Paläontol. Teil I* 1993 (9/10): 1515-1528.
- Zulauf, G., 1997a. Constriction due to subduction: evidence for slab pull in the Mariánské Lázně complex (central European Variscides). *Terra Nova* 9: 232-236.
- Zulauf, G., 1997b. Von der Anchizone bis zur Eklogitfazies: Angejippte Krustenprofile als Folge der cadomischen und variscischen Orogenese im Teplá- Barrandium (Böhmische Masse). *Geotekt Forsch* 89: 1-302

Zulauf, G., 2001. Structural style, deformation mechanisms and paleostress along an exposed crustal section: constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infrastuctural levels (Teplá-Barrandian unit, Bohemian Massif). *Tectonophysics* 332: 211-237.

Zulauf, G., Helferich, S., 1997. Strain and strain rate in a synkinematic trondhjemitic dike: evidence for melt-induced strain softening during shearing (Bohemian Massif, Czech republic). *J Struct. Geol* 19: 639-652

Zulauf, G., Vjenar, Z., 1998. Zur geologischen Entwicklung des Teplá-Krystallins und des Marienbaden Komplexes (Böhmische Masse). *Jahresb Mit Oberrhein Geol.* V 80: 195-221.

Zulauf, G., Dörr, W., Fiala, J., Vjenar, Z., 1997. Late Cadomian crustal tilting and Cambrian transtension in the Teplá- Barrandian unit (Bohemian Massif, Central European Variscides). *Geol. Rundsch* 86: 571-584

Zulauf, G., Bues, C., Dörr, W., Vjenar, Z., 2002. 10km Minimum throw along the West Bohemian shear zone: Evidence for dramatic crustal thickening and high topography in the Bohemian Massif (European Variscides). *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 91: 850-864 DOI 10.1007/s00531-001-0250-y

Zulauf, G., Schitter, F., Riegler, G., Finger, F., Fiala, J., Vjenar, Z., 1999. Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá- Barrandian unit (Bohemian massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. *Z Dtsch Geol. Ges.* 150: 627-640.

Žáček, V., 1994. Garnets and metamorphic evolution of the Teplá crystalline komplex, western Bohemia. *Zbl. Geol. Paläontol Teil I* 7/8:847-856.

Žáček, V., Cháb, J., 1993. Metamorphism in the Teplá upland, Bohemian massif, Czech Republic (preliminary report). *Věstník Českého Geol. Ústavu.* 68 (3): 33.

